



Apport de l'étude des paléosols carbonatés et des climofonctions spécifiques aux reconstitutions paléoenvironnementales et paléoclimatiques : application aux séries alluviales oligo-miocènes d'Europe occidentale

Thomas Gillot

► To cite this version:

Thomas Gillot. Apport de l'étude des paléosols carbonatés et des climofonctions spécifiques aux reconstitutions paléoenvironnementales et paléoclimatiques : application aux séries alluviales oligo-miocènes d'Europe occidentale. Sciences de la Terre. Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, 2014. Français. NNT : 2014ENMP0017 . tel-01191482

HAL Id: tel-01191482

<https://pastel.archives-ouvertes.fr/tel-01191482>

Submitted on 2 Sep 2015

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Ecole doctorale n° 398 : Géosciences, Ressources Naturelles et Environnement

Doctorat ParisTech

T H È S E

pour obtenir le grade de docteur délivré par

l'École nationale supérieure des mines de Paris **Spécialité "Dynamique et Ressources des Bassins Sédimentaires"**

Présentée et soutenue publiquement par

Thomas GILLOT

Le 8 juillet 2014

Thèse confidentielle

(jusqu'au 31/08/2015)

**Apport de l'étude des paleosols carbonatés et des climofonctions spécifiques
aux reconstitutions paléoenvironnementales et paléoclimatiques.**

Application aux séries alluviales oligo-miocènes d'Europe occidentale

Directrice de thèse : **Isabelle COJAN**

Jury

M. François BAUDIN, Professeur, UPMC, Paris

M. Christophe LECUYER, Professeur, Université Claude Bernard, Lyon 1

M. Eric VERRECCHIA, Professeur, Université de Lausanne

M. David BADIA-VILLAS, Professeur, Escuela Politécnica Superior, Huesca

Mme Isabelle COJAN, Directrice de Recherche, Géosciences MINES ParisTech

M. Pierre SEPULCHRE, Chargé de Recherche CNRS, LSCE

Président du Jury

Rapporteur

Rapporteur

Examineur

Examinatrice

Examineur

MINES ParisTech

Centre de Géosciences

35 rue Saint-Honoré, 77305 Fontainebleau cedex

Avant toute chose, je tiens à remercier chaleureusement les Professeurs Christophe Lecuyer et Eric Verrecchia qui ont pris part à ce travail de thèse en acceptant de réaliser un rapport critique de ce manuscrit ; et Messieurs David Badía-Villas, François Baudin et Pierre Sepulchre, examinateurs.

Merci

AVANT-PROPOS

Plus encore qu'une aventure scientifique, la thèse est une aventure humaine fabuleuse, faite de rencontres toutes plus enrichissantes les unes que les autres. Quelques paragraphes, c'est trop peu pour remercier autant que je le voudrais toutes les personnes formidables que j'ai pu rencontrer durant ces dernières années.

Mes premières pensées vont à ma directrice de thèse, Isabelle. Merci d'avoir cru en moi en m'accueillant au sein de l'équipe Géologie. Je te suis énormément reconnaissant pour toutes les discussions et critiques constructives qui ont contribué à mener à bien ce travail, et à m'enrichir tant sur le plan scientifique que personnel.

Je pense également à tous les autres membres de l'équipe, avec qui j'ai eu l'occasion de partager des discussions, pas toujours sérieuses mais souvent passionnantes, autour d'un café ou d'un comptoir : Benjamin (un grand merci également pour l'aide apportée en programmation et divers développements mathématiques), Kouakou, Maxime, Benoît, Fred, Dariouche, Julien, Caroline, Christine, Pierre.

Merci à Nelly et Noelia de m'avoir aidé sur les préparations d'échantillons et analyses de laboratoire, à Philippe pour les dessins et le coup de main sur le terrain et à Sylvie pour les questions concernant la préparation des missions extérieures et l'administration. Ce travail est aussi le vôtre. De même, merci à Médard d'avoir interpréter les diagrammes DRX et partagé ses connaissances à travers des excursions dans le Morvan et le secteur de Sisteron, et à Daniel, un de ces naturalistes avec qui chaque discussion est passionnante. Merci à Louis d'avoir partagé son savoir concernant les méthodes analytiques dans les premières démarches pour calibrer la sonde XRF.

Merci également à François Baudin et Eric Verrecchia, qui se sont toujours montrés très intéressés par mon travail et m'ont donné de précieux conseils au cours de mes recherches.

Je souhaite remercier infiniment David Badía-Villas de m'avoir accueilli au sein du laboratoire de pédologie de l'Ecole Polytechnique Supérieure de Huesca et de m'avoir guidé sur ses terres aragonaises pour étudier les sols actuels en compagnie de José-Antonio Cuchí. En plus de constituer le tournant principal de ma thèse, cette étape est faite de belles rencontres et je n'oublierai jamais le formidable accueil qui m'a été réservé.

Une pensée au laboratoire de paléomagnétisme d'Utrecht qui m'a accueilli durant deux semaines, et particulièrement à Tom Mullender, un sage avec qui j'ai eu grand plaisir à discuter, malheureusement parti trop vite.

Je tiens également à remercier tous les membres de l'association paléontologique de Mennecy, particulièrement Stéphane, Guy et Pierre avec qui j'ai pu décompresser et partager des moments agréables à la recherche de fossiles ou lors de sessions de dégagement en laboratoire. La musique étant mon deuxième exutoire, merci à tous mes amis musiciens pour les répétitions et concerts partagés dans la bonne humeur au cours de ces quelques années.

Aux doctorants des autres équipes et à ceux rencontrés lors de différentes formations et avec qui j'ai partagé de bons moments. Je pense particulièrement à Laurianne, Wilfried et Toan.

Merci à Carlos et sa femme Laura. Votre amitié et les bons moments passés ensemble ont constitué un précieux soutien. C'est avec un grand plaisir que nous vous avons fait découvrir une partie de nos racines, et un plaisir non moins partagé que nous avons découvert la culture et la gastronomie colombienne.

Enfin, je pense tout particulièrement à mes parents, Jocelyne et Pascal. Je ne vous remercierai jamais assez de m'avoir toujours soutenu et permis de vivre ma passion jusque dans les études. Si je sais que vous êtes fiers de moi, je le suis au moins autant de vous et quand le moment sera venu pour moi d'avoir des enfants, j'espère de tout mon cœur être un parent aussi formidable que vous l'êtes. Je pense également à mon frère Matthieu, que je considère depuis mes premiers jours avec une admiration sans faille, sa femme et leur

filis Antonin. Les moments que nous passons ensemble me permettent de me ressourcer, dommage qu'ils passent toujours trop vite.

Je ne pourrais terminer cet avant-propos sans remercier infiniment celle qui a partagé mon quotidien au cours de ces années de thèse, et s'est impliquée dans mon travail jusqu'à la relecture complète de mon manuscrit. Sabrina, merci du fond du cœur de m'avoir soutenu, tant moralement que sur le plan logistique dans les moments de rédaction intense. Tu m'as toujours poussé à aller de l'avant même dans les moments de doute, et c'est aussi grâce à toi si j'en suis là aujourd'hui. Je te suis à jamais redevable. Te rencontrer est la plus belle chose qui me soit arrivée en venant à Fontainebleau.

Table des matières

Introduction.....	11
1 Les paléosols : présentation, mise en place, et utilisation dans les reconstructions paléoenvironnementales et paléoclimatiques	15
1.1 Les paléosols : des sols "fossiles"	17
1.2 Caractéristiques et mode de formation des sols dans l'actuel.....	18
1.2.1 Définition d'un sol.....	18
1.2.2 Caractéristiques et classification des sols.....	18
1.2.3 Dynamique de la formation des sols, facteurs et processus	22
1.3 Du sol au paléosol : développement, "fossilisation" et préservation, cas particulier des plaines alluviales.....	32
1.3.1 Modèles de pédogenèse en plaine d'inondation.....	32
1.3.2 Formation des paléosols et préservation.....	34
1.4 La classification spécifique aux paléosols	38
1.5 Méthodes d'étude des paléosols dans les reconstitutions paléoenvironnementales et paléoclimatiques : état de l'art.....	40
1.5.1 Méthodes descriptives.....	40
1.5.2 Méthodes analytiques.....	45
2 Cadre paléogéographique, tectonique, et passage en revue des données paléoclimatiques existantes pour l'Europe occidentale entre la fin de l'Oligocène et le Miocène inférieur	57
2.1 Contexte de l'étude	59
2.1.1 Cadre paléogéographique	59
2.1.2 Contexte tectono-sédimentaire	60
2.2 Contexte paléoclimatique : état de l'art.....	66
2.2.1 Evènements globaux.....	66
2.2.2 Paléoclimat à l'échelle de l'Europe occidentale	68
2.2.3 Synthèse	78
3 Apport de l'étude paléopédologique dans la reconstitution des paléoenvironnements du bassin de Digne-Valensole et de Loranca à l'Oligocène terminal-Miocène inférieur.....	81
3.1 Présentation des sections étudiées.....	83
3.1.1 Coupes de la série de Beynes-Châteauredon.....	83
3.1.2 Coupes du fan de Tórtola	91
3.2 Description des paléosols	93
3.2.1 Description physique.....	93
3.2.2 Profils géochimiques et minéralogiques.....	96
3.3 Apport des paléosols à la restitution de la dynamique sédimentaire	108
3.3.1 Evolution latérale des paléosols et dynamique environnementale à court terme	108

3.3.2	Variations verticales des paléosols et évolution des environnements de dépôt et d'altération à long terme au cours du temps	109
3.3.3	Stabilité sédimentaire et pédogénèse versus aggradation	112
4	Tests et développement de climofonctions spécifiques aux Calcisols formés sur des matériaux hétérogènes à partir de l'étude d'analogues actuels du Nord-Est de l'Espagne (Aragon, Catalogne)	119
4.1	Cadre de l'étude.....	121
4.1.1	Description des profils pédologiques	121
4.1.2	Données météorologiques	126
4.2	Tests des climofonctions basées sur la morphologie de l'horizon Bk	128
4.3	Développement de climofonctions basées sur la géochimie des éléments majeurs	130
4.3.1	Climofonction permettant d'estimer les MAP	130
4.3.2	Climofonction permettant d'estimer les MAT	132
5	Reconstitution du paléoclimat d'Europe occidentale entre le Chattien et le Burdigalien à partir de l'étude des paléosols des bassins de Digne-Valensole et de Loranca	137
5.1	Conditions paléoclimatiques de la région de Beynes-Châteauredon au Miocène inférieur	139
5.1.1	Approches qualitatives et semi-quantitatives	139
5.1.2	Quantification des paramètres paléoclimatiques	141
5.1.3	Synthèse et discussion	148
5.2	Conditions paléoclimatiques de la région de Huete entre le Chattien terminal et l'Aquitanién moyen.....	152
5.3	Paléoclimat d'Europe occidentale défini par les études paléopédologiques, synthèse.....	154
6	Apport de l'étude des paléosols des bassins de Digne-Valensole et de Loranca à la connaissance du paléoclimat de l'Europe occidentale à la limite Paléogène-Néogène, comparaison avec les données extrinsèques	157
6.1	Discussion à l'échelle du bassin de Loranca	159
6.2	Discussion à l'échelle de l'Europe occidentale.....	162
	Conclusions générales & perspectives	169
	Références bibliographiques	173
	Annexes.....	195

Introduction

Dans un contexte où les problématiques autour du changement climatique sont au cœur des préoccupations sociétales, l'étude de l'histoire du climat et de sa dynamique est devenue un axe de recherche scientifique majeur. L'étude du Cénozoïque, et particulièrement de la transition Paléogène-Néogène et du Miocène, que les études basées sur les restes paléontologiques ont permis de caractériser comme une période marquée par une succession de coups de froids influençant le développement de la calotte glaciaire antarctique (Miller et al., 1991), apparaît donc essentielle pour enrichir les modèles.

Les séries géologiques constituent des archives essentielles de l'évolution des paléoclimats. Les dépôts marins présentent l'avantage d'être peu affectés par des hiatus sédimentaires, ce qui justifie l'intérêt qu'ils ont suscité dans de telles études. Des travaux de référence couvrant de longs intervalles temporels ont ainsi été réalisés, à l'image de ceux de Miller et collaborateurs (1987, 2005) ou de Zachos et collaborateurs (2001), qui ont proposé une synthèse sur l'évolution climatique tout au long du Cénozoïque à partir de l'étude isotopique des tests de foraminifères benthiques préservés au sein des sédiments marins.

Le domaine continental présente un enregistrement plus parcellaire du fait de la nature plus épisodique des dépôts, de leur extension plus limitée et des phénomènes d'érosion. Cependant, le croisement de données nombreuses et indépendantes permet d'augmenter la fiabilité des reconstitutions, et l'application du principe d'actualisme et de la géochimie isotopique à des fossiles animaux et végétaux continentaux a livré de précieuses informations sur les paramètres paléoclimatiques de cette ère comme les températures, les précipitations annuelles moyennes, et leur saisonnalité, notamment synthétisés dans le projet NECLIME (Bruch et al., 2007 ; Utescher et al., 2011).

Si ces fossiles sont préférentiellement préservés en milieu réducteur de types marécages ou boues carbonatées lacustres, d'autres éléments peuvent être exploités dans cette problématique, notamment en plaine d'inondation. En effet, les données hydrologiques montrent que, pour une zone donnée, la dynamique fluviale et la taille des chenaux en fonction du bassin versant dépendent du climat (précipitations) (Held, 2011). Cette relation est utilisable en paléohydrologie pour estimer ce paramètre climatique à partir des chenaux préservés dans les séries continentales fossiles.

Dans ce type de paléoenvironnements continentaux, les paléosols, ou sols fossiles (Ruhe, 1956), apparaissent comme des témoins supplémentaires du paléoclimat. Les sols sont des altérations superficielles d'un matériau mis à l'affleurement et soumis aux actions biologiques et biochimiques des organismes ainsi qu'aux processus de réarrangement physico-chimique influencés par des agents d'altération climatiques, à savoir la température et l'eau provenant des précipitations, ces paramètres étant variables à diverses échelles temporelles (jour/nuit, saison, cycles à plus long terme) (Jenny, 1941). Il en résulte au cours du temps une différenciation de la roche en horizons pédogénétiques distincts pour tendre vers un état d'équilibre avec l'environnement, le climax (Duchaufour, 2001). Le climat est donc très influant dans la formation de ces profils d'altération, et différentes études ont été menées durant ces dernières décennies afin de relier les caractéristiques morphologiques et géochimiques de sols actuels aux différents paramètres climatiques, dans le but d'appliquer ces relations aux séries géologiques anciennes pour reconstituer les climats passés.

Parmi ces méthodes, les modèles développés pour reconstituer les paramètres paléoclimatiques à partir des teneurs et des distributions des éléments majeurs au sein des profils, exprimées par des indices d'altération, ont été maintes fois appliquées à des paléosols variés, du Paléozoïque jusqu'au Cénozoïque. Cependant, ces méthodes ont soit été développées à partir de sols formés par simple lessivage de roches endogènes (Sheldon et al., 2002), soit pour un type de sol particulier (Nordt & Driese, 2010 ; Gallagher & Sheldon, 2013). Malheureusement, certains auteurs évoquent un problème de sous-estimation des paramètres climatiques lors de l'application de ces climofonctions à des sols riches en carbonate de calcium secondaire (Prochnow et al., 2006 ; Buggle et al., 2011). Or, il s'agit d'un type de paléosols fréquemment rencontré dans le registre fossile et présent au moins depuis le Paléozoïque (Eckert et al., 1999 ; Quast et al., 2006). Il apparaît donc important de développer de nouveaux modèles spécifiques à ce type pédologique.

Pour cela, nous avons choisi de centrer notre étude sur les séries sédimentaires des bassins oligo-miocènes de Digne-Valensole (SE France) et de Loranca (centre Espagne). Des études sédimentologiques détaillées y ont été menées lors de travaux antérieurs, et de nombreux paléosols de ce type, avec des nodules calcaires, ont été recensés dans des paléoenvironnements de type plaine d'inondation où l'aggradation sédimentaire ajoute encore à la complexité de ces systèmes. Certains paléosols du Sud-Est de la France ont déjà fait l'objet d'analyses isotopiques permettant de situer stratigraphiquement les séries par corrélations chimiostratigraphiques avec le domaine marin (Bialkowski et al., 2006), d'obtenir de précieuses informations paléoenvironnementales (Cojan et al., 2013), ou encore d'étudier l'influence des paramètres orbitaux sur leur formation (Bialkowski, 2002 ; Bauer, 2006). Dans ces bassins, plusieurs sections ont été retenues, datées du Chattien terminal au début du Burdigalien.

A travers des méthodes d'investigations sédimentologiques, minéralogiques et géochimiques des paléosols du Miocène inférieur de ces bassins, l'objectif de ce travail est de mettre en exergue voire d'améliorer "l'outil paléosols carbonatés" dans les reconstitutions de la dynamique paléoclimatique.

Ce mémoire se découpe en six parties :

- Le premier chapitre présente les paléosols de façon générale. Ils ne peuvent être réellement appréhendés qu'en comprenant les modes de formation des sols actuels, les caractéristiques qu'ils leur confèrent, et leur préservation dans les séries anciennes, notamment alluviales. Ensuite, un état de l'art des différentes méthodes proposées dans la littérature pour reconstituer les conditions paléoenvironnementales et paléoclimatiques à partir de ces objets est présenté.
- Le second chapitre pose le cadre géologique de l'étude, avec un résumé des connaissances paléogéographiques et structurales pour l'Europe occidentale à la limite Paléogène-Néogène. S'ensuit une présentation détaillée des résultats des études paléoclimatiques antérieures, principalement basées sur les restes paléontologiques.
- Le chapitre suivant présente les différentes coupes étudiées, détaille les caractéristiques physiques et géochimiques des paléosols, et expose les reconstitutions paléoenvironnementales proposées à partir de ces objets.
- Au cours du quatrième chapitre, de nouvelles climofonctions sont proposées à partir d'analyses géochimiques d'analogues actuels du Nord-Est de l'Espagne, dont les résultats sont discutés et comparés avec ceux obtenus par l'application des fonctions basées sur la morphologie de l'horizon d'accumulation de carbonate de calcium.
- La cinquième partie consiste logiquement en l'application de ces fonctions et de l'ensemble des méthodes disponibles pour appréhender les paramètres paléoclimatiques sur les paléosols des Bassins de Digne-Valensole et de Loranca. Les résultats de ces deux bassins sont alors comparés.
- Enfin, ces reconstitutions paléoclimatiques sont comparées aux données extrinsèques présentées précédemment. Ceci permet de discuter de l'apport de cette étude dans la vision du paléoclimat d'Europe occidentale sur l'intervalle stratigraphique étudié, et plus globalement de l'intérêt des études paléopédologiques dans la compréhension de la dynamique climatique au cours du temps.

Chapitre 1

Les paléosols : présentation, mise en place, et utilisation dans les reconstructions paléoenvironnementales et paléoclimatiques

Ce chapitre définit les paléosols, objets centraux de notre étude. Ces paléoaltérations sont les témoins de processus physico-chimiques subis autrefois par des roches ou des sédiments et influencés par des facteurs environnementaux et climatiques. Pour comprendre ceux-ci, il est nécessaire de se pencher sur l'actuel. Comment un sol se forme-t-il ? Quels mécanismes influencent son histoire ? Après une présentation de ces notions générales, un accent particulier est mis sur leur formation en plaine d'inondation et leur préservation dans les séries alluviales anciennes qui constituent le cadre géologique de notre étude. Enfin, un état de l'art des méthodes d'utilisation des paléosols dans les reconstitutions des conditions paléoenvironnementales et paléoclimatiques est proposé, accompagné d'une revue critique sur leur application aux paléosols carbonatés formés sur des dépôts de plaine d'inondation. Cela nous permettra de définir lesquelles seront employées par la suite.

1.1 Les paléosols : des sols "fossiles"

Le terme "paléosol" a été proposé pour décrire un « un **sol fossile, formé sur les paysages du Passé** » (Ruhe, 1956). La science qui étudie les paléosols est la "paléopédologie", mot dérivé du terme "pédologie" qui désigne l'étude des sols actuels.

Les paléosols sont souvent enfouis sous des dépôts sédimentaires ou volcaniques. Ils peuvent cependant être ré-exhumés par processus tectoniques ou d'érosion, mais ne sont, par définition, plus actifs à l'heure actuelle.

La **Figure 1-1** suivante illustre un sol dont la formation est en cours et un paléosol, enterré sous des dépôts sédimentaires postérieurs avant d'être ré-exhumé par érosion.

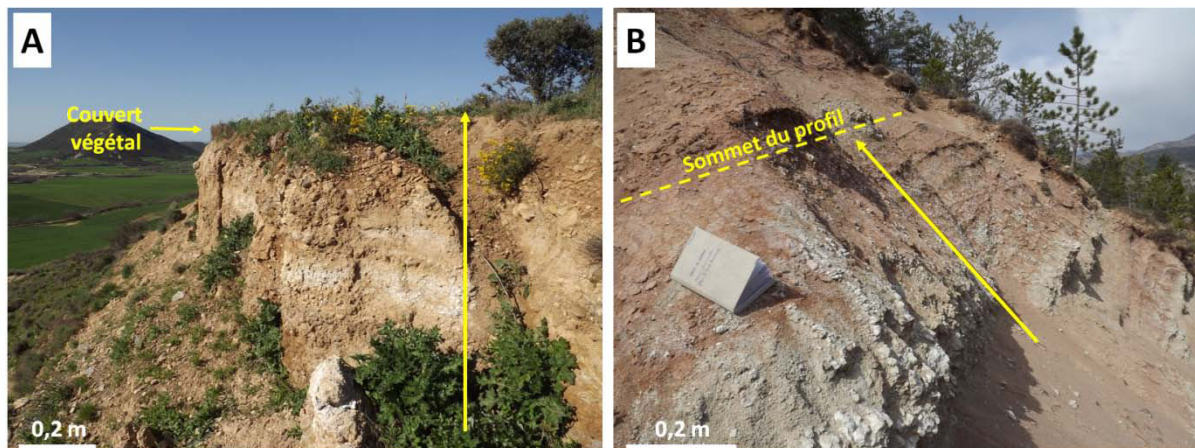


Figure 1-1. Différence entre un sol "actuel" formé sur une terrasse alluviale (Ouest de Saragosse, Espagne), à pédogenèse encore active, dont le sommet présente une litière végétale (A) et un paléosol enfoui sous des dépôts sédimentaires, en l'occurrence des argiles et silts de plaine d'inondation (Nord de Beynes), non fonctionnel (B). La flèche pointe vers le haut du profil.

Ces paléosols, fréquents dans les couches géologiques du Quaternaire mais retrouvés jusque dans le Protérozoïque (Gay et Grandstaff, 1980 ; Retallack et al., 1984 ; Kimberley et Holland, 1992 ; Maynard, 1992 ; Retallack, 1992b ; Gall, 1994 ; Ohmoto, 1996 ; Gutzner & Beukes, 1998), sont les fruits d'une histoire complexe, qui ne peut être abordée qu'en se penchant sur leurs analogues actuels, leurs caractéristiques et surtout leur mode de formation et de préservation.

1.2 Caractéristiques et mode de formation des sols dans l'actuel

1.2.1 Définition d'un sol

Différentes définitions du terme "sol" existent dans la littérature :

- En 1914, Hilgard évoque « un matériel plus ou moins dégradé et friable dans lequel les plantes peuvent s'enraciner, se nourrir, et croître ». Il s'agit d'une des nombreuses propositions qui définissent le sol comme un moyen de production végétale. C'est aussi la première proposition qui apparaît dans le glossaire de la Société Américaine de la Science du Sol (Soil Science Society of America, 2013, définition 1) sous ces termes : « matériel non consolidé minéral ou organique à la surface immédiate de la terre qui sert à la croissance des plantes ».
- Une définition moins centrée sur les problématiques agronomiques a ensuite été proposée par Jofpe (1936), membre de l'école russe de la science du sol, pionnière dans la pédologie : « **Le sol est un corps naturel, différencié en plusieurs horizons de constituants minéraux ou organiques, généralement non consolidés, de profondeur variable, qui diffèrent du matériel d'origine de par leur morphologie, leur constitution et leurs propriétés physiques, leur composition et leurs propriétés chimiques, et leurs caractéristiques biologiques** ».
- Aujourd'hui, la définition admise par les spécialistes est formulée ainsi : « **matière minérale ou organique non consolidée à la surface de la terre ayant été soumise à des facteurs génétiques et environnementaux et montrant leurs effets** » (Soil Science Society of America, 2013, définition 2). Cette définition peut se traduire par une relation relativement simple : les facteurs évoqués ci-avant, principalement environnementaux et climatiques, influencent les processus de pédogenèse, et les sols développent alors des caractéristiques liées aux types de processus mis en jeu (Krasilnikov, 2000 ; Targulian, 2005). Ces différents éléments sont abordés en détail dans les paragraphes suivants, en commençant par une présentation synthétique des sols et de leurs caractéristiques à travers la classification pédologique de référence (WRB, 2006).

1.2.2 Caractéristiques et classification des sols

- Horizons pédologiques :

Un sol naît donc de l'altération d'un matériau, dit parental. Il diffère de celui-ci par de nombreuses caractéristiques physiques, chimiques, biologiques et morphologiques. La transition entre le sommet du profil d'altération et cette roche-mère est généralement progressive, et plusieurs niveaux parallèles à la surface, appelés horizons, peuvent alors être identifiés (Figure 1-2).

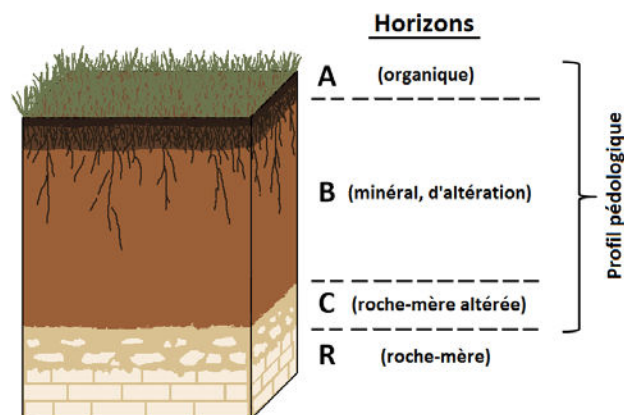


Figure 1-2. Profil pédologique théorique.

Trois horizons sont reconnus comme fondamentaux (WRB, 2006) :

- L'**horizon A** est le plus superficiel et contient la matière organique.
- L'**horizon B** est un horizon minéral qui diffère des autres horizons par sa structure et son altération. Il présente entre autres des oxydes de fer et un enrichissement en argiles, témoignant d'un degré d'altération supérieur à l'horizon C sous-jacent. C'est ici que s'accumulent les produits de lixiviation et de lessivage.
- L'**horizon C** correspond à la surface altérée du matériau d'origine.

D'autres horizons existent comme l'horizon R qui représente la roche-mère sous-jacente ou encore l'horizon G lié à une saturation en eau. Cependant, le premier appartient au profil d'altération mais pas au profil pédologique au sens propre, et le second n'est pas toujours présent. Ils ne sont donc pas reconnus comme fondamentaux (Duchaufour, 2001).

Les horizons pédologiques peuvent être à leur tour différenciés en fonction de leurs caractéristiques ou de leur degré d'évolution (**Tableau 1-1**).

C'est sur les caractéristiques des ces horizons que sont fondés les principaux systèmes de la classification pédologique.

Principaux horizons	Subdivisions spécifiques à chaque horizon	Subdivisions applicables à plusieurs horizons principaux (A, B ou C)
Horizon A Superficiel, enrichi en MO	A_{ol} (ou OL) Litière, débris de végétaux identifiables A_o Horizon organique à structure originelle modifiée ou détruite A_h (ou H) Horizon mixte, mélange de matière organique ou minérale A_p Horizon humifère homogénéisé par action mécanique A_e (ou E) Horizon éluvial, perte MO, argiles, oxydes de Fe et Al par lessivage	g pseudogley (hydromorphie temporaire) ca ou k horizon calcique, enrichi en CaCO ₃
Horizon B Horizon minéral, d'altération	B_w Horizon d'altération B_t Accumulation d'argiles B_h Accumulation humique B_s Accumulation de sesquioxydes (Fe ₂ O ₃ , Al ₂ O ₃) B_b Cimentation par complexes organo-ferriques B_o Horizon riche en oxydes métalliques libres	y horizon gypsique sa horizon enrichi en sels
Horizon C Matériau d'origine peu transformé		x fragipan
Horizon R Roche dure sous-jacente		m horizon massif cimenté ou induré

Tableau 1-1. Désignation internationale des principaux horizons pédologiques (d'après Duchaufour, 2001).

- **Classification pédologique :**

Les plus anciens systèmes de classification des sols sont nationaux, centrés sur les problématiques agronomiques propres à chaque Pays (Dokuchaev, 1879a ; Oudin, 1937 ; Ableiter, 1949 ; Stephens, 1954 ; Yaalon, 1959 ; Ivanova & Rozov, 1960 ; Gerasimov, 1962 ; Kanno, 1962 ; Pohlen, 1962 ; Muckenhausen, 1962 ; Aubert, 1963 ; Filipovski et al., 1964 ; Stepanov, 1964 ; Tavernier & Sys, 1965 ; Rozov & Ivanova, 1967 ; Avery, 1973 ; C.D.A., 1974 ; Commission de Genese, 1974 ; Conea, 1974 ; MacVicar, 1977), mais le développement des sciences du sol et des moyens de communication a rapidement soulevé la nécessité de créer une classification internationale (Segalen, 1977).

Plusieurs systèmes de classification ont été proposés (FAO-UNESCO, 1988 ; USDA, 1999 ; WRB, 2006 ; AFES, 2008). Parmi ceux-ci, **le système de la *World Reference Base for soil resources* (WRB, 2006) est considéré comme la référence**. La nouvelle édition du Référentiel Pédologique français, qui lui est

postérieure, insiste d'ailleurs sur les besoins de rattacher les ordres et types de sols définis par les autres systèmes à ceux de la classification WRB (AFES, 2008).

Le système de classification pédologique de la WRB a été créé en 1998, puis réactualisé par la FAO (*Food and Agriculture Organization of the United Nations*) réunie à Rome en 2006. Cette classification résulte d'un travail conjugué de la FAO, de l'IUSS (*International Union of Soil Science*) et de l'ISRIC (*International Soil Reference and Information Center*). Elle est basée sur des travaux antérieurs ayant contribué à rassembler les termes issus de différents systèmes développés précédemment de façon indépendante (FAO-UNESCO, 1988).

32 types de sols sont proposés. Ils sont regroupés dans **10 catégories selon la composition de leurs horizons diagnostiques, leurs propriétés, et les matériaux qu'ils contiennent**, ce qui doit permettre de les reconnaître directement à partir des observations de terrain (WRB, 2006) :

- Sols à niveau organique épais : cette catégorie comprend uniquement les **Histosols**, à horizons composés de restes végétaux partiellement décomposés.
- Sols qui présentent des traces d'activités humaines : Cette catégorie regroupe les **Technosols** et les **Anthrosols**. Les premiers sont des sols contenant de nombreux artefacts ou recouverts de matériaux artificiels. Les seconds présentent des traces d'utilisation agricole intensive.
- Sols à système racinaire limité : **Cryosols** et **Leptosols** ont des systèmes racinaires réduits du fait d'une surface de type permafrost ou pierrier.
- Sols présentant des caractéristiques liées à l'eau : cette catégorie regroupe plusieurs types de sols : les **Vertisols**, qui présentent des traces de rétraction et de gonflements des argiles qui les composent ; les **Fluvisols** de plaine d'inondation, stratifiés ; les **Solonetz**, alcalins à agrégats argileux de formes prismatiques et à horizon de subsurface riche en sodium ; les **Solonchaks**, enrichis en sel ; et les **Gleysols**, qui présentent une réduction des oxydes de fer et de manganèse.
- Sols dont les caractéristiques principales sont liées au fer et à l'aluminium : Les **Andosols** sont des sols jeunes formés sur des roches volcaniques poreuses et présentent notamment des complexes argilo-humiques. Les **Podzols** sont des sols acides à accumulation de fer, d'aluminium et de composés organiques en subsurface. Les **Plinthosols**, aussi appelés sols gris latéritiques, sont enrichis en fer. Les **Nitisols** sont des sols rouges à structure marquée et à argiles peu actives (peu sensibles au gonflement). Enfin, les **Ferralsols** présentent une forte accumulation de fer et d'aluminium sous forme de kaolinite et de sesquioxydes.
- Sols affectés par une stagnation d'eau : Les **Stagnosols** sont temporairement en contact d'une nappe et présentent des traces de réduction en surface sous forme de taches accompagnées parfois de concrétions et de blanchiment. Les **Planosols** sont des sols marqués par un changement abrupt de texture entre le haut et le bas du profil qui permet la stagnation des eaux en surface.
- Sols à forte accumulation de matière organique et riches en bases : Les **Chernozems** sont des sols sombres et fertiles dont la surface est riche en MO. Ils se distinguent des **Phaeozems** qui présentent un profil plus différencié et des **Kanastozems** qui sont colonisés par une végétation typique de climat plus sec.
- Sols à accumulation de substances moins solubles ou non salines : C'est dans cette catégorie que se trouvent les **Calcisols**, à accumulation significative de carbonate de calcium. Elle regroupe également les **Gypsisols**, à accumulation de gypse et les **Durisols** qui présentent des accumulations de silice.
- Sols à horizon(s) enrichi(s) en argiles : ce sont les **Albeluvisols**, sols acides à horizon de surface blanchi et à base irrégulière, à zébrures blanches partant vers le bas du profil ; les **Alisols**, acides à forte accumulation d'argiles très actives en base de profil ; les **Acrisols**, leurs analogues à argiles peu actives ; et les **Luvissols** et **Lixissols**, à fortes teneurs en bases cette fois, respectivement constitués d'argiles très actives et peu actives.

- Sols jeunes à profil peu ou pas développé : dans cette dernière catégorie se trouvent les **Umbrisols**, acides à horizon supérieur sombre enrichi en MO ; les **Arenosols** développés sur substrat sableux ; les **Cambisols** à horizonation modérée et les **Regosols**, très jeunes et sans développement significatif du profil.

A ces termes peuvent s'ajouter des préfixes ou suffixes témoignant d'une caractéristique secondaire importante. Il s'agit du second niveau de hiérarchisation de cette classification. Si ces qualificatifs ne sont pas applicables à tous les types de sols, certains se retrouvent dans plusieurs groupes différents. Un sol dont la caractéristique principale, par exemple, est la présence d'un horizon enrichi en carbonate de calcium précipité secondairement est appelé Calcisol. Si cet horizon est massif, pétro-calcique, on parle de Calcisol pétrique. Si du gypse est présent dans le profil pédologique, on parlera de Calcisol gypsique. Le terme luvique renvoie à un lessivage important des argiles depuis la surface, qui contribue à former un horizon argileux illuvial. Au total, les Calcisols peuvent être associés à 24 qualificatifs figurant parmi les 179 utilisés dans cette classification (**Tableau 1-2**).

● Types de sols définis par la WRB, 2006					
Acrisol	Calcisol	Fluvisol	Lixisol	Podzol	Umbrisol
Albeluvisol	Cambisol	Gleysol	Luvisol	Regosol	Vertisol
Alisol	Chernozem	Gypsisol	Nitisol	Solonchak	
Andosol	Cryosol	Histosol	Phaeozem	Solonetz	
Anthrosol	Durisol	Kanastozem	Planosol	Stagnosol	
Arenosol	Ferralsol	Leptosol	Plinthosol	Technosol	

● Qualificatifs de la WRB, 2006					
Abruptique	Durique	Gelistagnique	Hypoluvique	Pétrique	Solodique
Acérique	Dystrique	Gerique	Hyposalique	Péto-calcique	Sombrique
Acrique	Ekranique	Gibbistique	Hyposodique	Péto-durique	Spodique
Acroxique	Endodurique	Glacique	Irragrique	Péto-gleyique	Spolique
Albique	Endodystrique	Gleyique	Lamellique	Péto-gypsique	Stagnique
Alcalique	Endoeurique	Glossal-bique	Laxique	Péto-plinthique	Subaquatique
Alique	Endofluvique	Glossique	Leptique	Péto-salique	Sulfatique
Aluandique	Endogleyique	Greylique	Lignique	Pisoplinthique	Takyrique
Alumique	Endoleptique	Grumique	Limnique	Placique	Technique
Andique	Endosalique	Gypsique	Linique	Plagique	Tephrique
Anthraquique	Entique	Gypsirique	Lithique	Plinthique	Terrique
Anthrique	Epidystrique	Haplique	Lixique	Posique	Thaptandique
Arénique	Epieutique	Hémique	Luvique	Profondique	Thaptovitrique
Argilique	Epileptique	Histique	Magnésique	Protique	Thionique
Aridique	Episalique	Hortique	Manganiférique	Puffique	Thixotropique
Arique	Escalique	Humique	Mazique	Réducta-quique	Tidalique
Arzique	Eutrique	Hydragrique	Mélanique	Réductique	Toxique
Brunique	Eutrosilique	Hydrique	Mésotrophique	Régique	Transportique
Calcarique	Ferralique	Hydrophobique	Mollique	Rendzique	Turbique
Calcique	Ferrique	Hyperal-bique	Molliglossique	Rhéique	Umbriglossique
Cambique	Fibrique	Hyperalique	Natrique	Rhodique	Umbrique
Carbique	Floatique	Hypercalcique	Nitique	Rubique	Urbique
Carbonatique	Fluvique	Hyperdystrique	Novique	Ruptique	Vermique
Chloridique	Follique	Hypereutique	Nudilithique	Rustique	Vertique
Chromique	Fractipétrique	Hypergypsique	Ombrique	Salique	Vetique
Colluvique	Fractiplinthique	Hyperochrique	Ornithique	Saprique	Vitrique
Cryique	Fragique	Hypersalique	Ortsteinique	Silandique	Voronique
Cutanique	Fulvique	Hypersquelettique	Oxyaquique	Siltique	Xanthique
Densique	Garbique	Hypocalcique	Pachique	Squelettique	Yémique
Drainique	Gelique	Hypogypsique	Pellique	Sodique	

Tableau 1-2. Principaux termes de la classification pédologique de la WRB, 2006. Les encadrés bleus sont associés aux Calcisols.

Comme nous l'avons évoqué plus tôt, la reconnaissance de ces types de sols n'est pas seulement utile en agronomie. Elle permet également de comprendre l'évolution et la mise en place des paysages à travers les mécanismes de la pédogenèse.

1.2.3 Dynamique de la formation des sols, facteurs et processus

La pédogenèse est un phénomène dynamique, qui peut, comme avancé précédemment, se décrire en termes de processus et de facteurs qui vont les influencer.

Pour résumer ce phénomène, la formation d'un sol débute lorsqu'une roche ou un sédiment (**horizon R**) est mis en contact avec l'atmosphère, par érosion ou sédimentation (**Figure 1-3**). Ce matériau parental subit alors une altération physique gouvernée par l'eau (dont les précipitations sont la source principale), ses variations d'états ou d'apports saisonniers, et les organismes qui vont coloniser ce substrat (**profil C (-R)**). Avec l'installation de la végétation, un horizon organique superficiel se met en place (**profil A-C (-R)**). L'eau chargée en CO_2 qui s'infiltre dans le sol constitue l'agent chimique principal d'altération. Son acidité est également renforcée au contact des organismes et de la matière organique (incorporation de CO_2 , H^+ , H_3O^+). Par entraînement physique des particules (lessivage), dissolution et transport des éléments les plus solubles (lixiviation) de la surface vers la profondeur, la différenciation physico-chimique du sol se poursuit et un horizon B (ou Bw) d'altération se forme progressivement (**profil A-B-C (-R)**). Celui-ci peut alors se différencier, avec par exemple une accumulation d'argiles (Bw) ou de carbonate de calcium (Bk) en cas d'alternances de phases de sécheresse et de phases d'humidité.

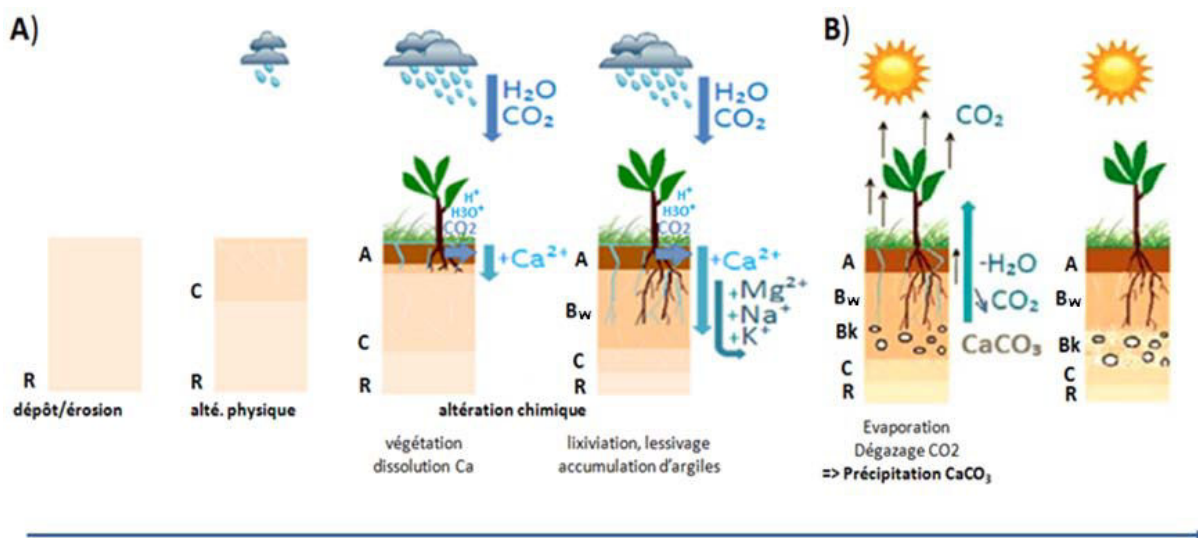


Figure 1-3. Schéma de la pédogenèse. A) Développement des horizons, B) Cas particulier d'un Calcisol.

Certains auteurs représentent cette altération comme l'étape permettant d'atteindre un stade d'équilibre (le climax) avec les nouvelles conditions environnementales et climatiques auxquelles ce matériau est soumis (Chesworth, 1973 ; Duchaufour, 2001). Les parties suivantes détaillent les processus et facteurs intervenant dans ce phénomène.

1.2.3.1 Processus de pédogenèse

Les modifications que subit une roche ou un sédiment lors de la pédogenèse peuvent être regroupées en quatre catégories (Simonson, 1959) (**Figure 1-4**) :

- Les **Gains (additions)** : apports de matériel au sol en formation, provenant d'une source extérieure. Il peut s'agir de matière organique provenant de débris végétaux, de particules atmosphériques, de sels dissous dans l'eau du sol par exemple, ou encore de dépôts fins de crues en plaine d'inondation.

- Les **Pertes** : pertes de matériel par lixiviation (ions dissous), évaporation (gaz et eau), lessivage et érosion (minéraux, nutriments, portion entière de profil).
- Les **Transferts** : transferts de matériel organique et minéral à travers le sol par l'eau, l'endofaune ou les racines, pouvant conduire à des accumulations dans certains horizons.
- Les **Transformations** : transformations de constituants, par exemple de matériaux organiques en humus ou des minéraux primaires en minéraux secondaires.

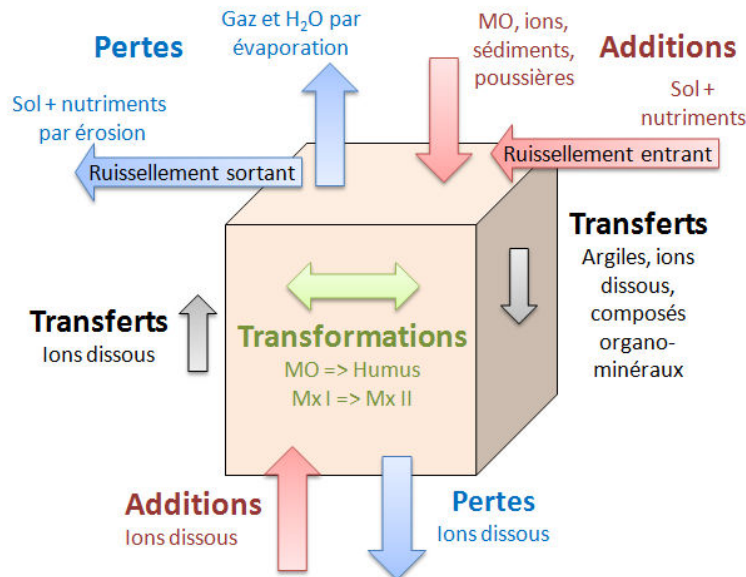


Figure 1-4. Schémas des principaux processus impliqués dans la pédogenèse.

Si l'on s'intéresse aux processus qui gouvernent la dynamique d'un sol, on distingue quatre ensembles selon le ou les facteurs qui les influencent et leur mode d'action (Duchaufour, 2001) :

- **Les processus liés à l'humification** : ces processus sont liés à la capacité des éléments du complexe d'altération à s'associer aux composés humiques pour former des complexes organo-minéraux. Ils concernent donc les sols à altération biochimique dominante et relativement rapide. On distingue :

- **La carbonatation calcique**, appelée aussi « mélanisation calcique » : ce processus typique des affleurements calcaires tendres et non massifs (d'origine ou après altération physique) consiste en la formation d'un horizon superficiel humifère épais et de couleur sombre résultant des alternances de phases d'humectation / dessiccation favorisant la carbonatation / décarbonatation, le calcaire fin (actif) inhibant la minéralisation de la matière organique (Ugolini, 1986).

- **La brunification** : ce processus consiste en l'accumulation progressive d'argiles et d'oxydes de fer dans un horizon présent sous la couche humifère. Sur une roche de type granite, la brunification s'observe après altération des minéraux ferromagnésiens et formation des argiles par altération des micas. Sur une roche-mère calcaire, la brunification suit la décalcification (Ugolini, 1986).

- **Le lessivage** : processus d'entraînement mécanique des particules du sol (minéraux argileux, oxydes de fer) par l'eau d'infiltration. Celle-ci transporte ces particules du haut vers le bas du profil pédologique, d'horizons supérieurs qui s'appauvrissent et se décolorent (horizons éluviaux) à des horizons plus profonds qui s'enrichissent et se colorent (horizons illuviaux, « Bt ») (Johnson et al., 1987). Le lessivage peut se superposer à la brunification sur les sédiments meubles contenant une certaine quantité d'argile, s'ajoutant à celle résultant de l'altération. Il se produit plus difficilement sur des roches massives ou riches en ions flocculants comme Ca^{2+} et Al^{3+} .

- **La podzolisation** est typique des substrats sableux, et consiste en l'altération des minéraux argileux par complexolyse sous l'influence de composés organiques solubles, induisant la perte

progressive d' Al^{3+} et Fe^{3+} et d'une partie de la silice. Il en résulte un horizon supérieur appauvri, composé de grains de quartz fins, qui prend un aspect cendrex (Mc Keague et al., 1983).

- **Les processus conditionnés par de forts contrastes saisonniers** : les alternances marquées de phases d'humectation et de dessiccation sont très importantes dans la formation des sols, en agissant sur l'humification et la formation du complexe d'altération. La MO prend une couleur foncée, les argiles gonflantes de type smectites se conservent ou se forment, et le calcium est lixivié en période humide mais précipite sous forme de CaCO_3 plus en profondeur en saison sèche par évaporation de l'eau et du CO_2 du sol. Selon que le climat soit froid ou chaud, les sols peuvent alors revêtir plusieurs aspects. Les processus sont les suivants :

- **La mélanisation** : incorporation profonde de la matière organique liée à la bioturbation et à l'activité des racines qui colore le profil d'une teinte sombre, le calcium peut précipiter sous forme de taches pulvérulentes de CaCO_3 pour former des pseudomycéliums (Andreux et al., 1994).

- **La carbonatation** consiste en la formation des croûtes calcaires, appelées « calcrètes », qui se produit dans certains sols de régions arides et semi-arides (Ruellan, 1984). Ces calcrètes se forment lors de périodes sèches, saisonnières ou plus longues, faisant suite à des périodes humides où le calcium est lixivié. La forte évapotranspiration qui règne alors contribue à la perte d'eau et au dégazage de CO_2 , ce qui diminue la solubilité du CaCO_3 et favorise sa précipitation. Celle-ci se produit au niveau de la zone d'enracinement maximal, affectée par les processus d'évapotranspiration en période sèche, ou d'un niveau imperméable qui bloque la lixiviation des ions Ca^{2+} (Goudie, 1983).

Ces calcrètes pédogénétiques ne doivent pas être confondus avec des calcrètes de type phréatique liés aux battements de nappe. Si les premiers dépassent rarement 2 mètres d'épaisseur, sont associés à une horization, des couleurs oxydées, des rhizoconcrétions, ainsi que d'éventuels slickensides et autres caractéristiques, les second peuvent être très épais (dizaine de mètres), présentent des couleurs réduites sur l'ensemble de l'épaisseur et des fissures horizontales (Read, 1974 ; Wright & Tucker, 1991 ; Spötl & Wright, 1992 ; Armenteros et al., 1995 ; Pimentel et al., 1996 ; Alonzo-Zarza & Wright, 2010).

- **La vertisolisation** a également lieu sous climat à fort contraste saisonnier. Ce processus consiste en la néoformation importante d'argiles gonflantes de type montmorillonites en période humide et en la formation de structures caractéristiques de leur rétractation en période sèche. La préservation des composés humiques est plus ou moins importante selon l'importance des conditions d'humidité (Wilding et Tessier, 1988).

- **Les processus à base d'altération géochimique** : ces processus ne sont pas liés à la matière organique superficielle et caractérisent une altération plus poussée que ceux précédemment abordés. Les minéraux primaires, plus résistants, sont eux aussi attaqués par l'altération.

- **La fersiallisation** : Les argiles 2/1 (smectites, illites, montmorillonites, vermiculites) proviennent à la fois d'un héritage et d'une néoformation (horizon argique, Bt). Les oxydes de fer sont individualisés et rubéfiés. L'hématite, liée à la cristallisation rapide des oxydes de fer libérés par altération en l'absence de MO, confère une couleur brun-rouge à rouge à l'horizon où elle s'accumule avec les argiles (Lamoureux, 1971). En milieu calcaire, une décarbonatation préalable est requise.

- **La ferrugination** désigne un processus qui fait apparaître en quantité variable des produits ferrugineux (Segalen, 1971). L'altération est encore plus poussée que précédemment, la perte en silice et en base étant plus importante. Les argiles de type kaolinite dominent. La saturation en base est plus faible que lors du processus précédent, et les oxydes de fer peuvent être rubéfiés ou non selon le pédoclimat.

- **La ferralitisation** : hormis le quartz qui est très résistant, les minéraux primaires sont complètement altérés sur plusieurs mètres de profondeur. Les cations basiques sont évacués ainsi que la partie de la silice libérée. L'alumine et les oxydes de fer cristallins (hématite rouge, goethite ocre) s'accumulent relativement. Les argiles sont entièrement néoformées et de type 1/1 comme la kaolinite et s'associent avec les oxydes précédents. Ce processus est le stade ultime qui fait suite à la fersiallisation puis à la ferrugination (Aubert, 1964).

- **Les processus liés aux conditions physico-chimiques** : la saturation en eau réductrice et la salinisation sont deux facteurs qui influencent le développement des sols.

- **L'hydromorphie** est un processus de réduction du fer ou de ségrégation du fer réduit par une saturation permanente en eau des pores du sol (Ugolini, 1986). Elle peut être temporaire (taches de couleur rouille ou concrétions de fer et manganèse) ou permanente (couleur gris sombre).

- **La salinisation** est liée au comportement du sodium vis-à-vis des autres éléments et des conditions d'altération (Servant, 1975). En présence d'une nappe d'eau salée, le sol peut incorporer du NaCl mais reste saturé de façon préférentielle en sels alcalino-terreux (calciques par exemple). A l'inverse, le complexe absorbant du sol peut se saturer en sodium à proximité d'une lagune d'origine marine ou suite à l'altération de roches sodiques. On parle alors de « sodisation ». La sulfato-réduction est un autre phénomène qui peut induire une acidification des sols.

1.2.3.2 Facteurs de pédogenèse

Cinq principaux facteurs influent sur ces processus. Ils ont été évoqués dès la fin du 19^{ème} siècle par Dokuchaev (1879a, 1879b, 1883, 1893, 1899), puis détaillés par Jenny en 1941 :

- **Le climat** :

Le climat est probablement le facteur le plus important de la pédogenèse. Plusieurs échelles peuvent être différenciées, du climat global au pédoclimat. Ce dernier, explicité par Bonneau (1982), représente le climat interne du sol, qui varie en fonction du climat global et régional, du matériau affecté et du relief local. **Deux paramètres climatiques, ainsi que leurs éventuelles variations, affectent l'altération des roches : l'eau provenant des précipitations et la température :**

➤ **L'eau provenant des précipitations peut ruisseler en surface ou s'infiltrer dans le sol. Lors de son parcours, elle agit comme agent mécanique de l'altération**, en arrachant et en **entraînant divers composants** (argiles, colloïdes, etc.) d'un horizon vers une autre partie du profil. Certains minéraux argileux peuvent également subir une **hydratation** par incorporation de molécules d'eau dans leur structure. Enfin, la solidification de l'eau de porosité en période froide participe aussi à la **gélifraction** de la partie superficielle de la roche, facilitant l'installation d'un écosystème.

L'eau qui percole à travers le sol constitue **également l'agent principal d'altération chimique** impliqué dans la pédogenèse. Elle induit plusieurs réactions :

- **L'hydrolyse** : principale réaction de l'altération chimique qui consiste en la destruction des minéraux silicatés (feldspaths, micas, quartz) par l'eau. Elle conduit à la genèse de phyllosilicates par néoformation ou réarrangement minéralogique.
- **La dissolution**, qui intéresse principalement les roches évaporitiques.
- **La décarbonatation** : l'eau induit la solubilisation du calcaire par l'action du CO₂ dissout pouvant être décrite par la formule suivante :
$$\text{CaCO}_3 + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 \rightleftharpoons \text{Ca}^{2+} + \text{H}_2\text{CO}_3$$
- **L'oxydoréduction** : au contact direct avec l'atmosphère, la partie superficielle du profil d'altération a tendance à s'oxyder en cas de bonnes conditions de drainage. A l'inverse, une

stagnation des eaux, même temporaire, induit des phénomènes de réduction. Cela concerne principalement les atomes de fer et de manganèse.

Tous ces phénomènes sont à l'origine de la différenciation verticale du profil d'altération, les éléments solubles étant entraînés en profondeur (**lixiviation**) ainsi que les composés solides (**lessivage**), alors que dans la partie superficielle qui généralement s'oxyde s'accumulent les produits d'altération. On parle d'**éluviation** pour caractériser la perte de matière d'un horizon, et d'**illuviation** pour l'enrichissement successif d'une autre partie du profil.

Le volume et la saisonnalité des précipitations sont des éléments importants. Le premier, en équilibre avec l'évaporation et l'évapotranspiration, **régule la profondeur de lessivage et de lixiviation**, la profondeur maximale étant celle de la nappe phréatique sous-jacente. **La saisonnalité des précipitations, quant à elle, régule l'épaisseur des horizons d'accumulation** (Jenny & Leonard, 1935 ; Retallack, 2005a).

➤ **Un accroissement de la température augmente la vitesse des réactions chimiques** décrites précédemment. Cette relation est décrite par la loi d'Arrhenius (1889). **La pédogenèse est donc plus active en période ou saison chaude que froide.**

Ce paramètre **joue également sur l'activité biologique**. Sous climat saisonnièrement contrasté, la production végétale, notamment, est à son maximum en saison chaude (sauf pour les milieux en insuffisance hydrique).

Enfin, une augmentation de température favorise les phénomènes d'**évaporation et d'évapotranspiration**.

Température et disponibilité en eau influencent donc la cinétique et le degré d'altération des roches (White et al., 1999 ; White & Brantley, 2003 ; Dixon et al., 2009). **La combinaison de ces deux paramètres définit le type d'altération dominante :**

- **Un climat froid et sec bloque l'altération et le lessivage des minéraux silicatés** (Millot et al., 2003). Si les conditions d'humidité sont suffisantes, le processus de mélanisation peut se produire.

- **En climat tempéré, l'altération chimique est généralement limitée** à l'altération des minéraux les moins stables et la lixiviation des éléments les plus solubles, alors que **l'altération physique, de par le lessivage et la gélifraction, joue une part assez importante** dans la pédogenèse (White & Blum, 1995 ; Riebe et al., 2001 ; Liu et al., 2013). Décarbonatation, brunification et lessivage sont ainsi très actifs en cas de températures relativement basses, tout comme la carbonatation calcique s'il y a un contraste saisonnier des précipitations. Cette saisonnalité favorise les processus de calcification, fersiallisation et salinisation en climat tempéré chaud (ou "subtropical") et la vertisolisation en climat subtropical à tropical humide.

- **Sous climat tropical humide, l'altération chimique domine**. Le volume important de précipitations et la température élevée provoquent la mise en solution de la plupart des minéraux. Certains d'entre eux, comme le fer et l'aluminium peuvent reprécipiter sous forme de cuirasses (Tardy, 1993 ; Schellmann, 1994 ; Tardy & Roquin, 1998 ; Liu et al., 2012 ; Liu et al., 2013). Les processus pédogénétiques les plus fréquents sont la ferrugination et la ferralitisation.

Ces relations entre les paramètres climatiques et l'altération se retrouvent en comparant la carte de répartition mondiale des grands types de sols utilisés dans les classifications de la FAO et de la WRB, proposée par la FAO (FAO, 1999), et la carte climatique mondiale selon la classification de Köppen-Geiger (Kottek et al., 2006) (**Figure 1-5**). Pour ne citer qu'un exemple marquant, on peut y observer une nette omniprésence des Ferralsols dans les régions soumises à un climat équatorial humide de façon constante (Af), lié à la mousson (Am) ou saisonnièrement (As). Les différences entre ces deux cartes s'expliquent par l'influence des autres facteurs détaillés dans les paragraphes suivants.

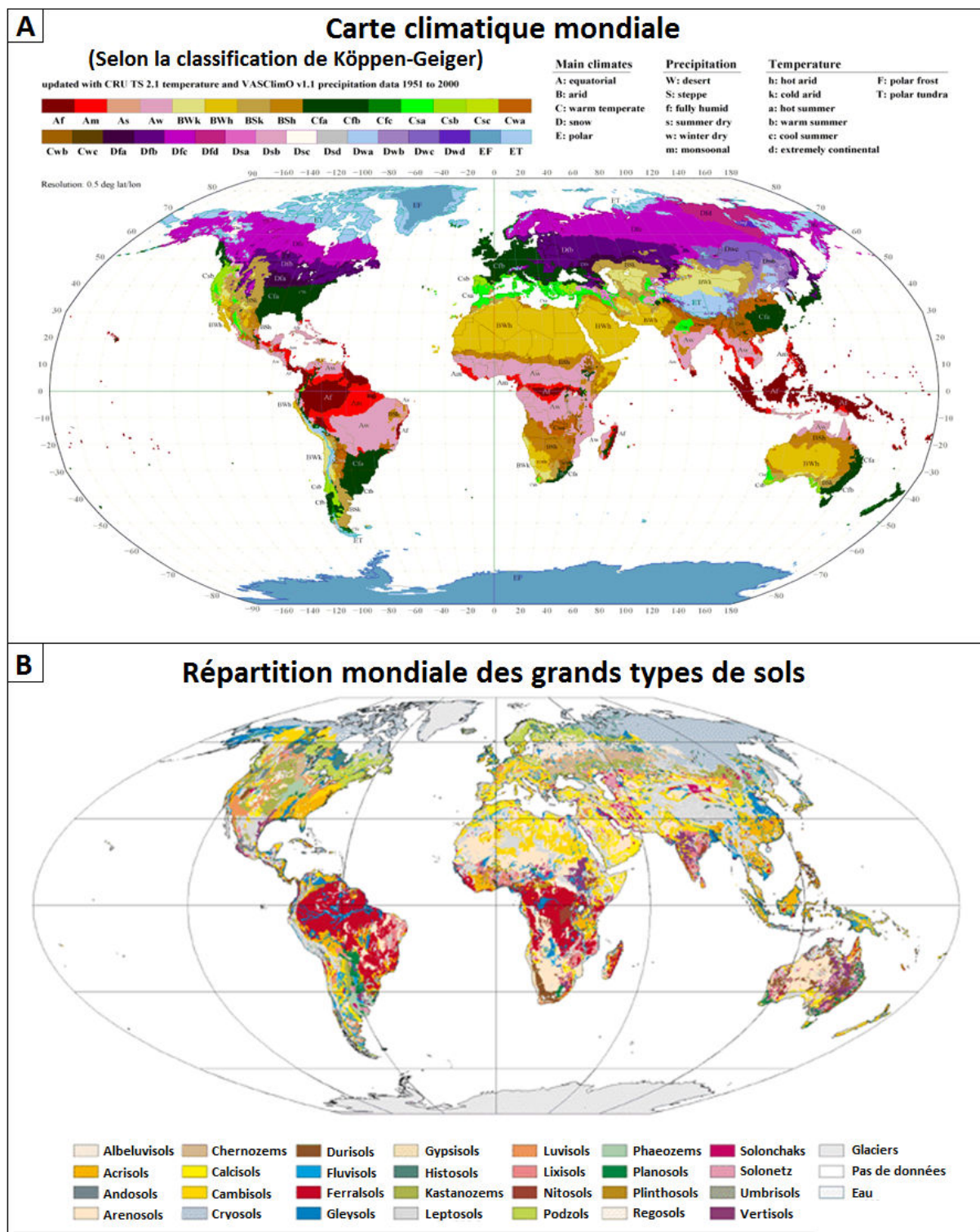


Figure 1-5. Mise en parallèle de la carte climatique mondiale selon la classification de Köppen-Geiger (Kottek et al., 2006) (A) et de la carte de répartition mondiale des types de sols utilisés dans la classification de la WRB (FAO, 1999). La distribution des sols est fortement influencée par le climat.

- **La nature du matériau parental :**

La **composition minéralogique et la nature du matériau** qui subit la **pédogenèse** conditionnent son **évolution**. Globalement, **plus une roche est dure, plus elle est résistante à l'altération physique et chimique**. Birkeland (1974) a classé les grands types de roches en fonction de leur stabilité face à la pédogenèse, en s'inspirant de la règle de Goldish (1938). Il propose l'ordre suivant, de la roche la plus résistante à la roche la plus sensible : quartzite, chert > granite, basalte > grès > dolomite et calcaire.

La **texture** du matériau parental a également une importance. Des sols argileux qui se forment sur des pentes ont de fortes chances de subir des pertes de matériel par glissement de la partie superficielle, détruisant la pédogenèse précédente et induisant une nouvelle phase de pédogenèse (Anderson, 1988).

La **structure** de la roche, quant à elle, définit sa **perméabilité** et donc les **conditions de drainage et d'humidité** dans le sol. Or, celles-ci influent directement sur la profondeur de lessivage et de lixiviation et donc la différenciation chimique des profils. Des sols sableux présentent ainsi des profils plus épais que des sols argileux pour la même quantité d'eau (Jenny, 1941 ; Mc Farlane, 1983 ; Hole & Campbell, 1985), et une perte en nutriments plus importante durant la pédogenèse (Anderson, 1988). Cela, en plus de la composition minéralogique de la roche-mère, conditionne la proportion de nutriments disponibles au développement d'un écosystème, lui-même impliqué dans l'altération.

- **Le biotope :**

La **libération de nutriments par l'altération** permet le **développement des végétaux, dont la présence facilite encore d'avantage l'altération et la formation des sols**.

D'un point de vue chimique, les ions H_3O^+ , H^+ et le CO_2 relâchés par les plantes et leur décomposition apportent **davantage d'acidité aux eaux d'infiltration** et donc un potentiel de dissolution des carbonates et d'hydrolyse supérieur (Boyle & Voigt, 1973). Les racines produisent également des sucres et protéines assimilables par les microorganismes qui colonisent la rhizosphère. Ceux-ci produisent en retour des **acides organiques qui favorisent également les réactions d'hydrolyse**. Nombre de ces oxydes participent à la **complexation de cations**, ce qui réduit leur concentration sous forme ionique et joue un rôle dans leur transfert dans le profil (Anderson, 1988). D'un autre côté, **l'incorporation par les plantes de produits de lixiviation** pour leur nutrition réduit leur concentration dans le sol et retarde notamment la perte de ces éléments solubles (Trudgill, 1977).

La colonisation des roches par les organismes a également des impacts physiques sur leur altération. Les plantes participent notamment à la **déstructuration progressive du matériau minéral** par pénétration des racines dans les fissures (Bormann et al., 1998). Les végétaux ont également la capacité à **stabiliser les paysages**, réduisant les effets de l'érosion et permettant à l'altération de durer davantage (Gyssels et al., 2005).

Enfin, cette matière organique et ces nutriments **amènent des êtres vivants** comme les vers de terre **qui participent de par leur mode de vie à augmenter la porosité des sols, donc leur altération et leur perméabilité, et redistribuent eux aussi verticalement certains composés** utilisés par leur métabolisme (Lee, 1985 ; Lavelle, 1988). Leur digestion facilite même les processus de **minéralisation et d'humification**, augmentant le taux de recyclage des nutriments et la productivité primaire (O'Brien & Stout, 1978 ; Syers & Spingett, 1983).

- **Le relief :**

Un sol qui se développe sur un relief changeant ne présente pas uniquement une différenciation verticale, mais également suivant la pente, du fait d'un **transfert de particules et d'éléments dissous depuis les hauts topographiques vers les bas topographiques**.

C'est ce que Milne (1935) et Bushnell (1942) ont décrit en introduisant les notions de "**catena**" et de "**toposéquence**". Ces deux termes **caractérisent la succession des profils pédologiques depuis les hauts topographiques jusqu'aux vallées adjacentes**.

Le premier modèle explique ces variations latérales par des **variations de drainage et du transport latéral de sédiments (avec un tri granulométrique) et de matériel pédologique par érosion et lessivage**. Il s'applique aussi bien à des sols se formant sur roche-mère homogène (Milne, 1936a) qu'hétérogène (Milne, 1936b), la complexité étant alors supérieure dans le second cas du fait d'apport de matériel de composition différente.

Le modèle défini par Bushnell est assez similaire mais se base principalement sur les couleurs des profils pédologiques qu'il relie aux conditions hydrologiques, sans tenir compte des processus d'érosion et de sédimentation.

De façon schématique, **plus la pente sur laquelle se forme un sol est importante, moins le profil pédologique est différencié et épais du fait d'une infiltration limitée par rapport au ruissellement**. Les sols se développant sur les hauts topographiques présentent donc généralement des profils épais si la roche-mère est suffisamment perméable, avec une différenciation du profil favorisée par l'infiltration. Des couleurs rouges oxydées résultent de ces bonnes conditions de drainage. Les sols de pente sont d'avantage affectés par le ruissellement et l'érosion et présentent des profils moins évolués. Les profils d'altération de pied de pente, quant à eux, incorporent les éléments solubles et particules provenant de l'amont, qui vont alors subir des transformations. Etant moins affecté par l'érosion, la végétation se développe de façon plus pérenne et la production primaire de matière organique est plus importante. Ceci contribue au développement de profils épais et matures. Les dépôts relativement fins de pied de pente et éventuellement alluviaux constituent des matériaux peu perméables, et ces profils présentent alors des couleurs sombres du fait de la saturation en eau et de la forte teneur en matière organique (Figure 1-6).

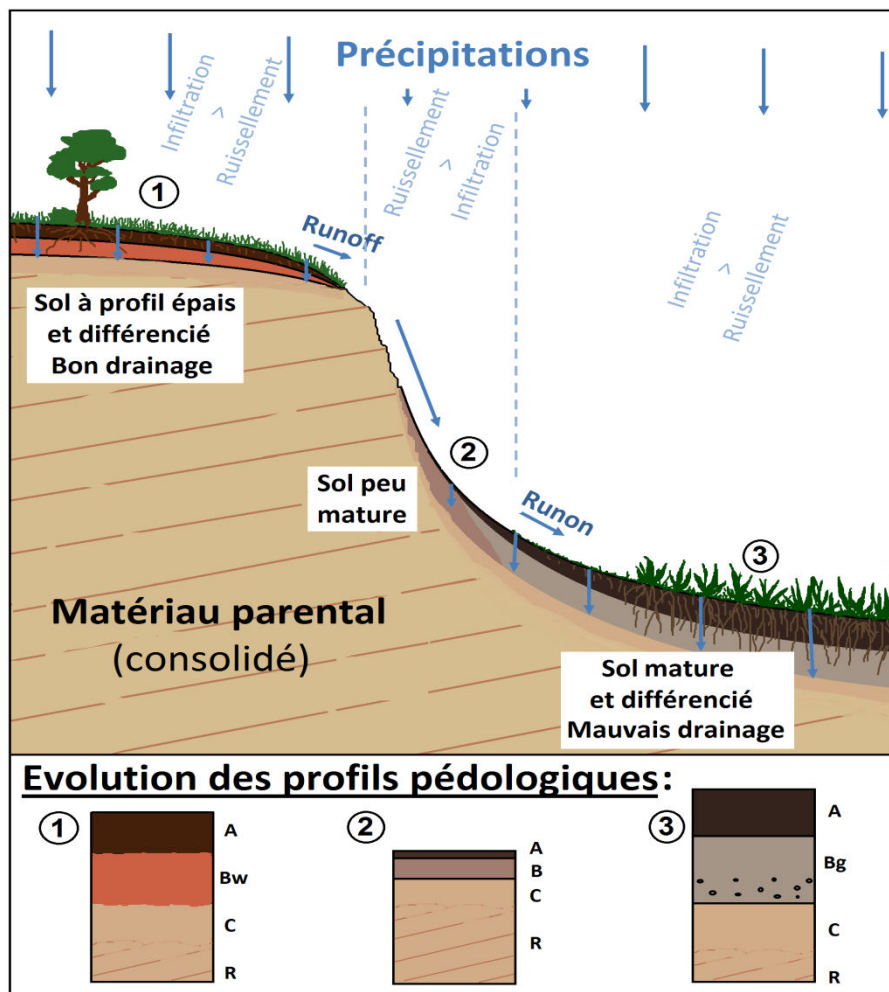


Figure 1-6. Schéma théorique représentatif des notions de catena et de toposéquence. Exemple sur un matériau parental relativement résistant.

La position du sol par rapport au relief conditionne donc l'épaisseur des horizons organiques et d'altération, la saturation en eau et la richesse en éléments organiques et ions dissous. De nombreux travaux ultérieurs se sont basés sur ces modèles pour décrire les successions pédologiques dans les paysages (Walker & Ruhe, 1968 ; Karpoff et al., 1973 ; Hugget, 1975 ; Kreznor et al., 1989 ; Pennock & Acton, 1989 ; Nicolau et al., 1996 ; Mulugeta & Beyene, 2010 ; Beyene, 2011) et plusieurs auteurs ont désigné le relief comme la principale cause de différenciation des sols dans les régions montagneuses (Wang et al., 2001 ; Dessalegn et al., 2014).

Il est toutefois nécessaire d'insister sur le fait que cette relation est uniquement applicable aux profils d'altération apparus de manière synchrone dans le paysage, ou **pédon**, et non aux différents sols de terrasses alluviales étagées, les plus élevés étant alors les plus matures car les plus anciens (Wysocky et al., 2000).

- **Le temps :**

La transformation de la roche-mère en sol, et la différenciation physico-chimique du profil pédologique vers un état d'équilibre thermodynamique avec les conditions environnementales et climatiques ne sont pas instantanées.

Le temps est le premier facteur de pédogenèse énoncé par Jenny (1941). Il évoque la vision déjà omniprésente qu'**un sol mature, physico-chimiquement différencié, est le fruit d'une longue évolution** dont « personne n'a pu être témoin ». Sous conditions environnementales et climatiques stables, la maturité d'un sol a tendance à croître avec le temps. Dès lors, il se base sur des profils d'altération formés sur des dépôts récents de dunes et de moraines, datés par des archives, pour étudier les taux et temps de pédogenèse.

Dans la continuité de ces premiers travaux, Harden (1982) étudie des **chronoséquences**, qu'elle définit comme des **successions chronologiques de sols formés sous conditions de climat, topographie et végétation similaires**. Les successions pédologiques des terrasses alluviales et leurs datations ont alors livré de précieuses informations sur ce temps. D'autres auteurs ont utilisé ces systèmes pour tenter par exemple d'estimer le taux de formation des carbonates pédogénétiques (Kelly et al., 2000 ; Candy et al., 2004).

Grâce à toutes les études réalisées sur la durée des processus pédogénétiques, Targulian & Krasilnikov (2007) ont proposé une synthèse sur les temps de formation des principaux horizons de la classification pédologique de la WRB. Ceux-ci s'étendent de quelques jours après la mise à l'affleurement du matériau pour les horizons liés à l'hydromorphie ou au permafrost à plusieurs millions d'années pour les horizons ferraliques ou les encroûtements gypseux par exemple.

Cependant, il est rare que les conditions climatiques et environnementales restent immuables pendant toute la durée de pédogenèse (Hugget, 1998), et les taux de pédogenèse varient en fonction des variations climatiques à grandes échelles liées aux variations des paramètres orbitaux terrestres, en fonction des alternances saisonnières d'humidité et de températures, et même des différences d'insolation entre le jour et la nuit (Duchaufour, 2001 ; Monger & Rachal, 2013 ; Quade et al., 2013). Les successions à long terme ou saisonnières des assemblages faunistiques et floristiques sont également à prendre en compte. S'il ne fait aucun doute que le temps d'altération est un facteur qui conditionne fortement le type de sol résultant, il n'est donc pas toujours facile à estimer.

Parmi ces cinq facteurs agissant sur la pédogenèse, la nature de la roche-mère et le relief définissent le cadre initial, le climat et les organismes influent sur la vitesse des réactions chimiques, biologiques et physiques et donc sur les taux de pédogenèse, et le temps agit sur la durée de l'altération et donc sur la maturité des sols. La pédogenèse est d'autant plus complexe que des interactions existent également entre ses facteurs. Le schéma suivant (Figure 1-7) résume ces propos.

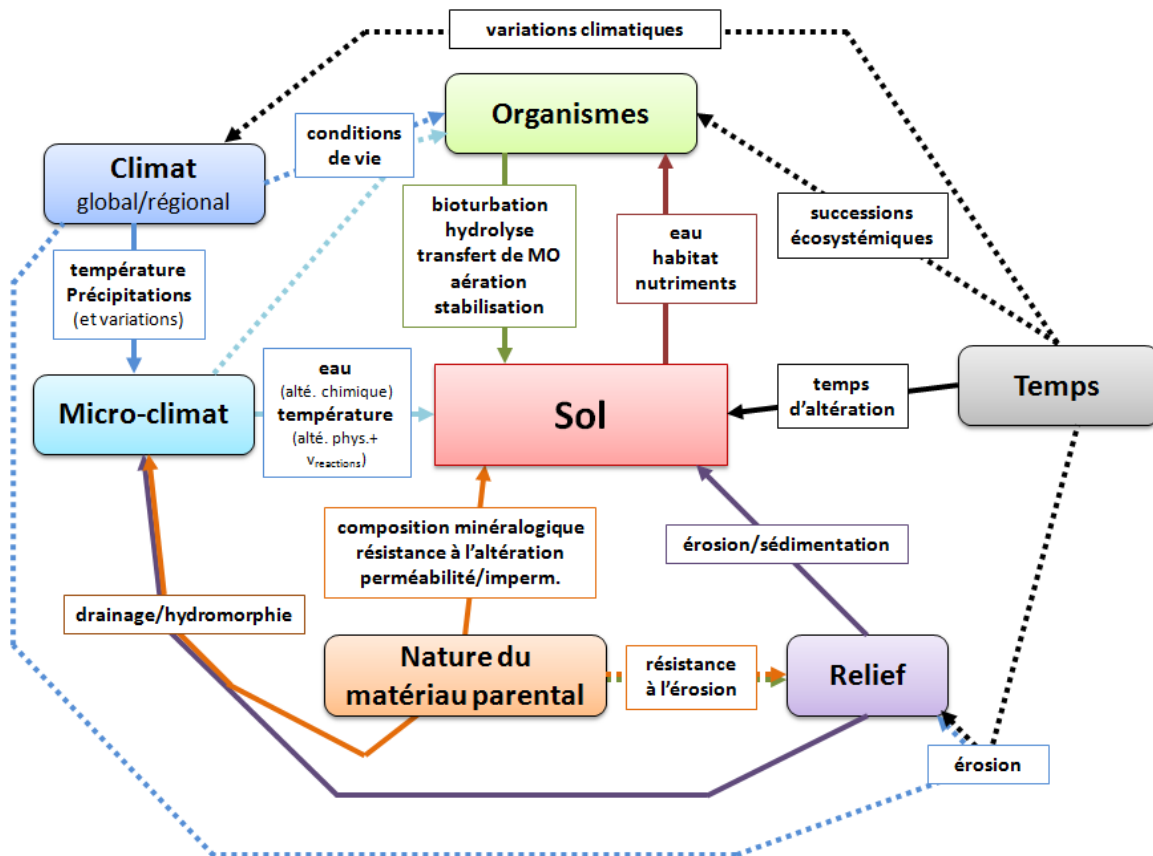


Figure 1-7. Schéma des relations entre un sol et les principaux facteurs de pédogenèse. Les traits pleins représentent les interactions directes entre ces facteurs et le profil d'altération, à l'inverse des traits pointillés qui traduisent les interactions entre les facteurs.

Enfin, aujourd'hui, l'Homme peut être considéré comme un facteur supplémentaire de pédogenèse puisque, de par ses activités agricoles intensives et l'extension des zones urbaines, il modifie l'altération et la formation des sols (Dudal, 2004). 2 types de sols liés à cette influence humaine apparaissent d'ailleurs dans la classification de la WRB. Mais celui-ci n'est bien évidemment pas à considérer pour notre étude.

1.3 Du sol au paléosol : développement, "fossilisation" et préservation, cas particulier des plaines alluviales.

Dans cette partie, nous allons voir en détail comment ces différents facteurs interviennent sur la formation des sols et leur préservation dans les environnements de plaine alluviale à travers différents modèles proposés dans la littérature. Ceci afin de poser les bases théoriques à notre étude des dépôts continentaux du bassin de Digne-Valensole et de leur altération.

Les **plaines alluviales** sont, pour les hydrologues, des zones inondables en bordure de rivière (Ward, 1978). Une définition plus communément admise par les sédimentologues est la suivante : **zone plane en bordure de rivière construite par les dépôts sédimentaires successifs liés aux débordements fluviaux** (Nanson & Croke, 1992).

Ce sont des environnements très complexes pour appréhender la formation des sols et des paléosols, car la pédogenèse, les organismes et le temps d'altération sont fortement influencés par la récurrence des dépôts fluviaux. De plus, ceux-ci, présentent une **forte hétérogénéité sédimentaire**, depuis les dépôts sableux grossiers de bordures de chenaux aux alluvions fines de crues (argiles, silts) qui se déposent dans les parties distales en passant par les calcaires qui comblent progressivement les lacs et marécages (Miall, 2006), et qui constituent autant de matériaux parentaux potentiels.

1.3.1 Modèles de pédogenèse en plaine d'inondation

Deux zones sont discernables dans une plaine alluviale, par rapport à la proximité au chenal : une zone proximale active, soumise à des dépôts sableux fréquents de débordement (levées) voire à des ruptures de berges (crevasse), et une zone distale moins active. Si les dépôts fluviaux affectent moins régulièrement cette zone distale, des crues importantes peuvent l'inonder sur de longues distances et déposer une grande quantité d'alluvions fines (Jones, 1975).

Dans ces milieux, les sols présentent des couleurs variables qui peuvent être reliées aux conditions de saturation en eau des sols : des couleurs rouges-ocres témoignent d'un bon drainage, le rouge étant associé à l'hématite et au processus de fersiallisation (Duchaufour, 1982) et l'ocre à la formation de goéthite en conditions de drainage intermédiaire (Macedo & Bryant, 1987). Des tons gris sombres indiquent en revanche une réduction des oxydes de fer liée à des conditions de drainage mauvaises (Bridges, 1973). La maturité des profils d'altération n'est pas non plus homogène. **Plusieurs modèles ont été établis à partir d'études de sols et de paléosols pour expliquer la succession latérale des caractéristiques des profils pédologiques, en particulier l'hydromorphie et la maturité, dans ces plaines alluviales :**

- **Le premier modèle** a été proposé par Freytag & Plaziat (1982) **pour expliquer les caractéristiques pseudogleyiques** de certains sols alluviaux du bassin de Paris et de Mésopotamie notamment (**Figure 1-8, a**). Selon celui-ci, ces pseudogleys se forment en période où la nappe phréatique est profonde et où des phénomènes de crues entraînent la formation d'une nappe perchée. Les sols adjacents au chenal (et situés dans les dépressions) seaturent alors en eau avant que celle-ci ne disparaisse du fait de phénomènes d'infiltration et d'évapotranspiration. Ce modèle est particulièrement adapté aux climats semi-arides / sub-humides.
- **Le second modèle est inspiré des notions de catenas et de toposéquences** appliquées à la morphologie de la plaine d'inondation (**Figure 1-8, b**). **Les bordures de chenaux étant souvent considérées comme les points hauts de la plaine et les parties distales comme des dépressions.** Selon ce modèle, des sols de plus en plus hydromorphes se forment avec l'augmentation de l'éloignement au chenal. Il a été proposé par plusieurs auteurs travaillant sur des séries paléozoïques (Besly & Fielding, 1989), mésozoïques (Arndorff, 1993) et cénozoïques (Platt & Keller, 1992).
- **Un autre modèle** fut proposé par Bown & Kraus (1987), d'après l'étude des dépôts alluviaux de la formation éocène de Willwood aux Etats-Unis (Wyoming). Selon ces auteurs, **les processus**

autogéniques (migration des chenaux, ruptures de berges, crues) influencent la formation des sols en contrôlant la récurrence des dépôts sédimentaires à court terme et la saturation des sols en eau (Figure 1-8, c). Ainsi, les dépôts de levées et de crevasses sont caractérisés par une pédogenèse peu importante du fait des apports sédimentaires réguliers en bordure de chenal. A l'inverse, la **stabilité accrue dans les zones distales favorise le développement de sols matures**, avec des caractéristiques hydromorphes du fait d'une roche-mère constituée de sédiments fins. La notion de "**pédofaciès**" a été introduite pour expliquer cette différenciation latérale (Kraus & Bown, 1988). Si ce modèle de référence a été et reste utilisé dans de nombreuses études (Bown, 1990 ; Kraus & Aslan, 1993 ; Daams et al., 1996a ; Kraus, 1997 ; Thomas et al., 2002 ; Clyde et al., 2005 ; Bullinger-Weber et al., 2006 ; Silva & Santos, 2011), quelques critiques ont été émises concernant l'influence du climat qui n'est pas assez prise en compte ou la maturité de certains sols nécessitant une période de stabilité supérieure à celle observée généralement dans ces milieux où les avulsions sont fréquentes (Wright, 1992).

- Enfin, **un dernier modèle** pour expliquer les variations de faciès pédologiques en plaine alluviale a été proposé récemment par Licht et collaborateurs (2014), d'après l'étude des paléo-Vertisols éocènes de la formation de Pondaung en Birmanie. Dans celui-ci, **les variations latérales d'hydromorphie des paléosols sont expliquées en grande partie par la granulométrie des dépôts ainsi que le microrelief de la plaine d'inondation (Figure 1-8, d)**. Les dépôts sableux de bordures de rivières sont très perméables et représentent des conduits pour le transfert de l'eau de surface dans le sol et vers la nappe (Hill, 1996 ; Rassam et al., 2006). Lorsqu'ils se retrouvent entre des dépôts argileux (barrières de perméabilité) ils présentent une forte saturation en eau et des caractéristiques gleyiques sont observables. Les dépôts argileux plus distaux, imperméables, se retrouvent au-dessus du niveau maximum de la nappe phréatique et les sols associés vont présenter des caractéristiques pseudogleyiques principalement dans les dépressions où l'eau est maintenue en surface.

L'échelle de ces modèles varie de quelques dizaines de mètres à plusieurs kilomètres en fonction de la surface affectée par les crues (Kraus, 1999), qui est fonction de l'intensité de celles-ci mais aussi de la topographie du paysage. Ces quatre modèles soulignent donc l'importance des études paléoenvironnementales dans l'utilisation des paléosols pour reconstituer les conditions paléoclimatiques, leurs caractéristiques hydromorphes pouvant être liées à un climat humide, mais aussi à leur position dans la plaine alluviale.

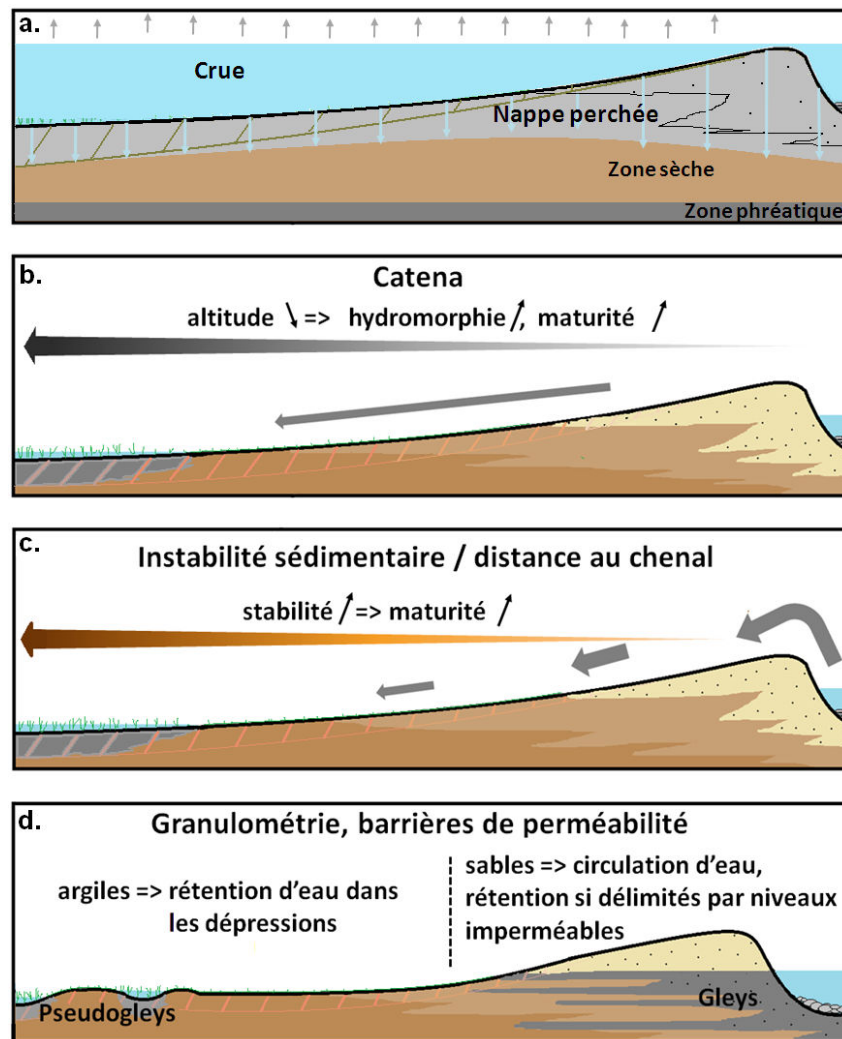


Figure 1-8. Schémas des quatre modèles permettant d'expliquer les variations des caractéristiques pédologiques en plaine alluviale. a) Modèle basé sur les notions de nappe perchée en climat semi-aride à sub-humide, expliquant les caractéristiques pseudogleyiques par des saturations temporaires en eau des sols adjacents au chenal (Freytet & Plaziat, 1982). b) Modèle basé sur le relief et la notion de catena pour expliquer la plus grande maturité et les caractéristiques plus hydromorphes des sols de plaine qu'en bordure de chenal (Briesly & Fielding, 1989) ; c) Modèle de pédofaciès, dans lequel la diminution de récurrence des dépôts avec l'éloignement explique la plus grande maturité des sols (Bown & Kaus, 1987); d) Modèle basé sur la granulométrie des dépôts et la mise en place de barrières de perméabilité pour expliquer les variations d'hydromorphie (Licht et al., 2014).

1.3.2 Formation des paléosols et préservation

Les modèles abordés précédemment, particulièrement celui de Bown & Kraus (1987), mettent en exergue la **forte relation entre pédogenèse et sédimentation dans les environnements alluviaux**.

Comme nous l'avons défini précédemment, un paléosol se forme par enfouissement d'un sol, ce qui stoppe l'altération (Retallack, 1984). Ce phénomène est particulièrement fréquent en plaine d'inondation, où la nature épisodique des dépôts superpose des profils d'altération (Bown & Kraus, 1981). En réalité, il y a une certaine rythmicité entre des phases de dépôts abondants et d'autres de non-dépôts, voire d'érosion. En 2006, Catuneanu propose un résumé de travaux antérieurs (Morrison, 1978 ; Bown & Kraus, 1981 ; Marriott & Wright, 1993 ; Kraus 1999) sur ce sujet, des modèles similaires ayant également été proposés par Freytet & Plaziat (1982) et Daniels (2003) (**Figure 1-9**) :

- En période de **sédimentation régulière** (A, 1), si le **taux est élevé**, la **pédogenèse ne peut se produire et aucun sol ne se forme**. Plus ce **taux de sédimentation diminue**, plus la **stabilité du milieu permet l'altération des sédiments et la pédogenèse**. Les sols vont incorporer constamment du matériel et des

profils cumulatifs vont se mettre en place. Les paléosols résultants représentent une seule phase de pédogenèse.

- Si cette **sédimentation** est **épisodique** cette fois (A, 2), il n'y a toujours **pas de développement de sol** quand le taux est élevé, mais une diminution des apports peut induire deux types de profils d'altération. Des **paléosols composés** peuvent être observés dans les séries alluviales caractérisées par un équilibre entre les taux de dépôt et d'altération. Ceux-ci sont empilés verticalement et séparés par une épaisseur minimum de sédiments. Un taux de pédogenèse supérieur au taux de sédimentation donne naissance à **des profils polyphasés à composites**, marqués par une superposition plus ou moins partielle de plusieurs phases de pédogenèse.
- Enfin, **hors période de sédimentation intense** (B), si le **taux d'érosion est supérieur au taux de pédogenèse**, aucun sol ne se forme ou n'est préservé. Si la **pédogenèse est très active et couplée à des phénomènes d'érosion**, des sols se créent mais la partie superficielle est souvent tronquée et **des paléosols incomplets** vont être observés dans la série sédimentaire. S'il n'y a pas de dépôt et que l'érosion superficielle est presque nulle, comme dans le cas de sols se développant sur des sommets de terrasses alluviales, alors **des profils très matures se développent**.

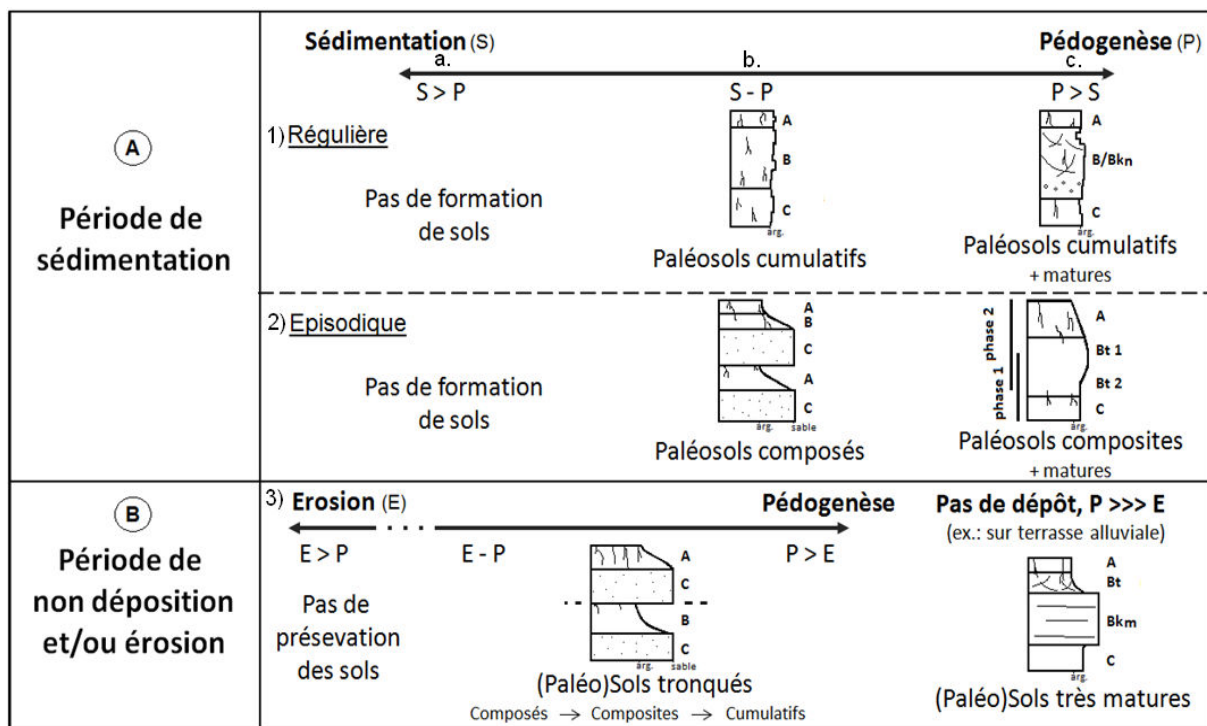


Figure 1-9. Relation entre les processus de surface et la pédogenèse (modifié d'après Catuneanu, 2006).

Ces alternances de phases de dépôt et de phases d'érosion peuvent être reliées aux variations du niveau de base influencées par celles du niveau marin relatif. Plusieurs auteurs ont ainsi intégré les **paléosols dans des modèles de stratigraphie séquentielle** (Legarreta et al., 1993 ; Wright & Marriot, 1993 ; Catuneanu, 2006) (Figure 1-10).

En considérant une position constante du point d'observation par rapport aux chenaux pour éviter les biais liés à l'évolution latérale de la pédogenèse, il est possible d'observer des degrés de maturité différents au sein des séquences :

- Les **paléosols formés en début de phase transgressive sont relativement bien développés** et présentent souvent des profils de type cumulatif du fait d'un taux de sédimentation encore peu élevé (Figure 1-9, A-1-c).

- Des paléosols de plus en plus intercalés entre des dépôts sédimentaires témoignent d'une augmentation de la sédimentation du fait d'une élévation du niveau de base. Des profils composites puis composés s'observent alors (Figure 1-9, A-2-b, c), et présentent une gleyification systématique en période d'inondation maximale où la nappe est au plus haut.
- Par la suite, la diminution du taux d'élévation du niveau de base et donc de la sédimentation entraîne l'évolution inverse, avec une tendance à développer des profils de plus en plus matures car de moins en moins fréquemment recouverts par des dépôts sédimentaires (Figure 1-9, B-c).
- Enfin, des paléosols dont la partie superficielle est tronquée sont synonymes de processus d'érosion favorisés par la chute du niveau de base et/ou du niveau de base (Figure 1-9, B-b). La perte d'information est de plus en plus importante en se rapprochant du bas niveau marin correspondant à la limite de séquence.

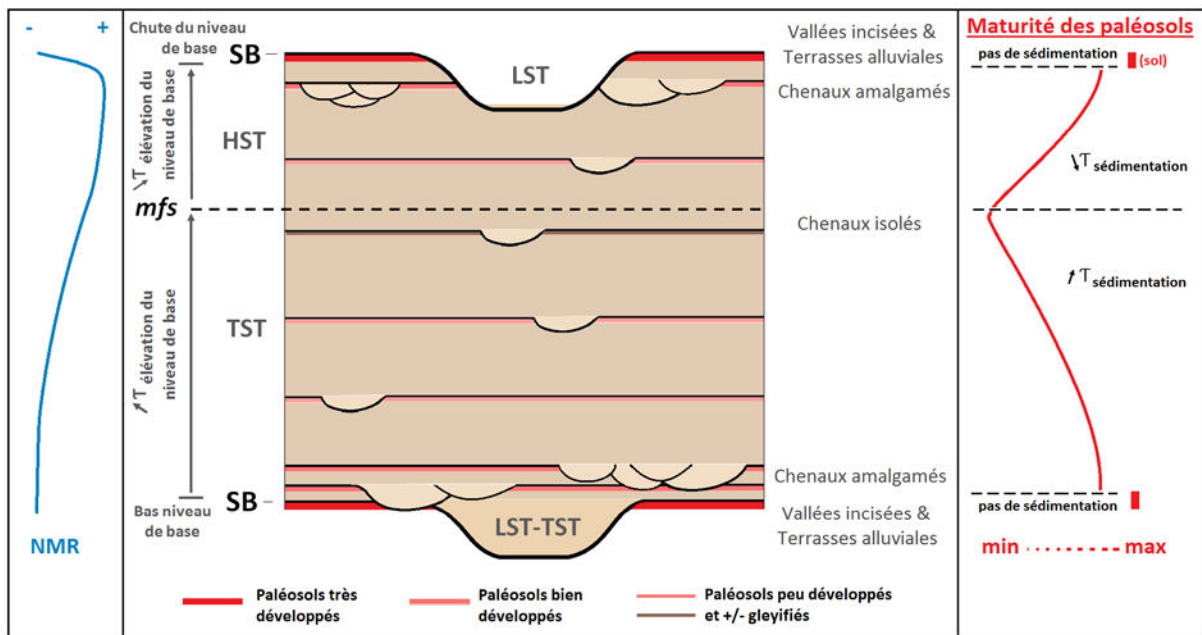


Figure 1-10. Modèle général d'évolution verticale des paléosols en fonction du niveau de base (modifié d'après Catuneanu, 2006). Dans ce modèle, la maturité des paléosols est liée au taux de sédimentation, lui-même influencé par le taux d'élévation du niveau de base. Abréviations : NMR = Niveau marin relatif, SB = limite de séquence, mfs = surface d'inondation maximale, TST = cortège transgressif, HST = prisme de haut niveau marin, LST = prisme de bas niveau marin.

Dans ces séquences, les hiatus sédimentaires qui permettent la pédogenèse sont liés à des processus autogéniques, principalement l'avulsion et la migration des chenaux dans la plaine d'inondation. La fréquence des avulsions et donc le temps maximum disponible pour la pédogenèse en plaine d'inondation varie en fonction du taux d'aggradation, d'érosion et de la charge sédimentaire, du climat, de la végétation notamment, mais représentent en moyenne mille à quelques milliers d'années (Bridge & Leeder, 1979 ; Stouthamer & Berensen, 2001 ; Arnaud-Fassetta, 2004 ; Karssenbergh & Bridge, 2008).

Paradoxalement, **les paléosols les plus développés sont liés aux limites de séquences**. Les processus d'érosion très importants entraînent la formation de vallées par incision de la série sous-jacente et donc une perte d'information, mais des terrasses alluviales se forment en bordure de celles-ci et sont le siège d'une pédogenèse intense du fait d'une forte stabilité (taux de sédimentation nul, érosion limitée sur ces hauts topographiques). Ces profils pédologiques présentent en général des couleurs oxydées du fait d'un bon drainage, la nappe étant au moment de la pédogenèse beaucoup plus basse. Ils témoignent de hiatus sédimentaires dont la durée est cette fois contrôlée par des paramètres allogéniques (précession équinoxiale, obliquité de l'axe de rotation de la Terre, excentricité de l'orbite de la Terre autour du Soleil), et varie de 10^3 à 10^7 années en fonction du paramètre le plus influant (Summerfield, 1991 ; Miall, 2000).

Au cours de cette évolution verticale, les profils pédologiques peuvent être compactés par la charge sédimentaire sus-jacente, perdre l'eau de porosité, subir la diagenèse, ou comme nous l'avons évoqué précédemment, être tronqués par des processus érosifs (Yaalon, 1971 ; Valentine & Dalrymple, 1976 ; Olson et Nettleton, 1998). Si certaines caractéristiques sont très résistantes face à ces phénomènes, à l'instar des minéraux latéritiques, des croûtes siliceuses ou calcaires, ou encore des nodules de fer et de calcaire, d'autres sont très sensibles aux modifications du milieu après leur mise en place, à l'image de la matière organique, de la capacité d'échange cationique, de l'humidité et des sels solubles (Targulian & Goryachkin, 2004 ; Monger et Rachal, 2013).

La modification voire la perte d'information par les processus d'érosion ou de diagenèse lors de l'enfouissement sont un obstacle à l'application des classifications pédologiques modernes aux paléosols, qui pourraient être utilisées pour appréhender les conditions paléoenvironnementales et paléoclimatiques en utilisant le principe d'actualisme (Retallack, 1990 ; Mack et al., 1993 ; Retallack, 1998). Il est donc apparu nécessaire de développer une classification spécifique aux paléosols.

1.4 La classification spécifique aux paléosols

La classification proposée par Mack et collaborateurs (1993) est très adaptée à l'étude des paléosols préservés dans les séries anciennes car elle est principalement descriptive et directement utilisable sur le terrain. Cette classification est basée sur la reconnaissance de six caractéristiques ou processus pédologiques : l'horizonation, les conditions redox, la teneur en matière organique, l'altération minérale in situ, l'accumulation de minéraux solubles et l'illuviation de minéraux ou composés insolubles. Neuf ordres de paléosols sont ainsi définis (Figure 1-11) :

- **Histosols** : paléosols riches en MO, préservée sous forme de charbon.
- **Protosols** : paléosols peu évolués, à horizonation absente ou peu marquée, pas de charbon.
- **Vertisols** : paléosols à horizonation peu marquée et perturbée par des processus pédogénétiques comme les alternances de gonflement et de rétraction des argiles de type smectites. Absence de charbon.
- **Gleysols** : paléosols présentant une couleur sombre (en général gris-noir) liée à une réduction des oxydes de fer contenus dans certains horizons du profil en contexte hydromorphe.
- **Calcisols** : paléosols présentant des accumulations secondaires de carbonate de calcium de nature pédogénétique. L'horizonation est souvent bien marquée, l'oxydation est importante et la matière organique n'est pas préservée.
- **Gypsisols** : similaires aux calcisols, ils contiennent une accumulation secondaire de gypse.
- **Argillisols** : paléosols présentant une illuviation d'argiles. Les profils sont en général bien différenciés.
- **Spodosols** : paléosols présentant une illuviation de matière organique et des oxydes de fer et d'aluminium.
- **Oxysols** : les Oxysols sont des sols dont l'altération minérale est très étendue.

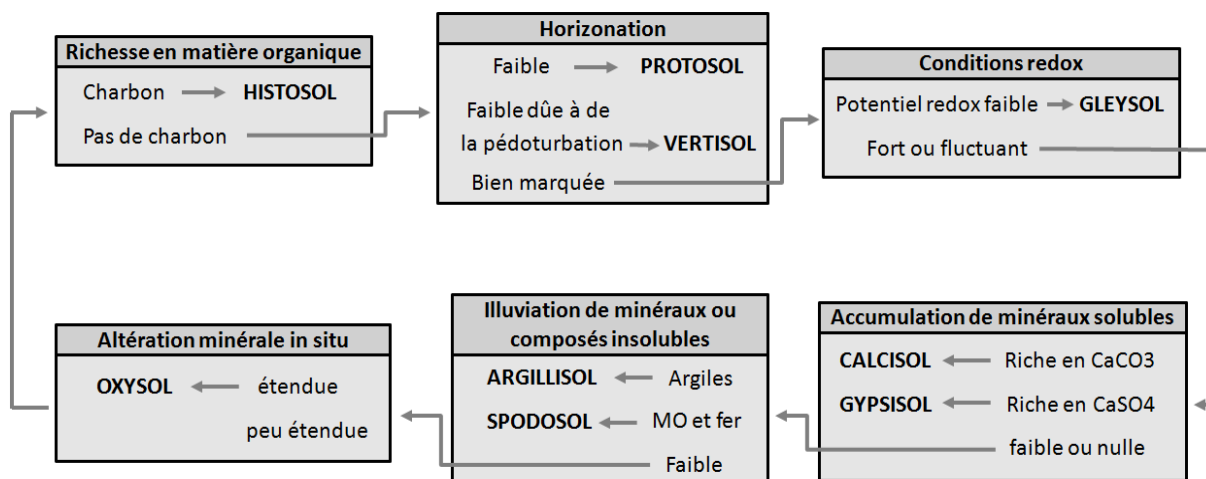


Figure 1-11. Classification des paléosols et clés de détermination (d'après Mack et al., 1993).

A ces ordres peuvent s'ajouter des qualificatifs pour faire état d'une caractéristique secondaire importante (Tableau 1-3) :

Albique	présence d'un horizon éluvial
Allophanique	présence de composés amorphes d'Al et Si
Argillique	présence d'argile illuviale
Calcique	présence de carbonates pédogénétiques
Carboné	présence de MO sombre (pas de charbon)
Concretionnaire	présence de glaebules à fabrique concentrique
Dystrique	faible teneur en bases (peu d'éléments chimiquement instables)
Eutrique	forte teneur en bases (beaucoup d'éléments chimiquement instables)
Ferrique	présence d'oxydes de fer
Fragique	horizon de subsurface induré au moment de la pédogenèse
Gleyifié	évidence d'hydromorphie (couleurs sombres, oxydes de Fe ocres)
Gypsiq	présence de gypse ou d'anhydrite
Noduleux	présence de glaebules à fabrique interne indifférenciée
Ochrique	présence d'un horizon A très clair
Salique	présence de sels pédogénétiques plus solubles que le gypse
Silicique	présence de silice pédogénétique
Vertique	présence de fentes de dessiccation, dykes clastiques, surface en "nid d'abeille"
Vitrique	présence de débris de verre ou de morceaux de basalte relictuels

Tableau 1-3. Principaux qualificatifs des ordres de la classification spécifique aux paléosols de Mack et collaborateurs (1993).

D'autres auteurs se sont penchés sur le développement de systèmes de classification spécifiques aux paléosols, notamment Nettleton et collaborateurs (1998). Cependant, leur classification se base en partie sur des caractéristiques chimiques sensibles aux modifications post-enfouissement comme la capacité d'échange cationique, et est donc plutôt adaptée aux paléosols quaternaires. De plus, elle nécessite une approche de laboratoire à l'inverse de celle évoqué ci-avant et est donc moins directe.

Comme nous l'avons vu jusqu'à présent, ces caractéristiques préservées dans les profils d'altération anciens sont liées à leur histoire, influencée par des facteurs environnementaux et climatiques. La dernière partie de ce chapitre détaille ces propos et décrit l'ensemble des méthodes développées pour accéder à ces paramètres à partir de l'étude des paléosols.

1.5 Méthodes d'étude des paléosols dans les reconstitutions paléoenvironnementales et paléoclimatiques : état de l'art

Différentes méthodes permettent d'obtenir des informations, qualitatives ou quantitatives, sur les conditions paléoenvironnementales et paléoclimatiques à partir de l'étude des paléosols. Nous les divisons en deux types :

- Les **approches descriptives**, basées uniquement sur l'observation des caractéristiques des profils paléopédologiques sur le terrain et leurs relations avec les dépôts sédimentaires.
- Les **approches analytiques** qui nécessitent la mise en place de protocoles expérimentaux.

Comme cela a été discuté précédemment, toutes ces méthodes sont basées sur l'analogie avec les profils pédologiques actuels dans la compréhension des mécanismes de formation, de préservation, mais aussi dans le développement des modèles quantitatifs.

Enfin, l'étude de ces paléoaltérations est fortement dépendante des conditions d'affleurement des séries anciennes. Certaines études sont effectuées sur des carottes sédimentaires (Gall, 1994 ; Slate, 1995 ; Li et al., 2000 ; Sheldon, 2006), mais la dimension latérale de l'évolution des profils pédologiques est moins aisément abordable.

1.5.1 Méthodes descriptives

1.5.1.1 Etude sédimentologique

Avant d'étudier dans le détail les paléosols, il convient de mener une étude sédimentologique afin de **reconstituer le cadre paléoenvironnemental du moment de leur formation, pour appréhender les relations entre les différentes phases de pédogenèse et les matériaux parentaux**. En effet, nous avons vu au cours de la partie 1.3 que les sols peuvent présenter une forte variabilité latérale, particulièrement dans les environnements de plaines alluviales, du fait de l'hétérogénéité du substrat, de l'instabilité sédimentaire importante aux abords des chenaux ou encore de la topographie (Briesly & Fielding, 1989 ; Bown & Kaus, 1987 ; Catuneanu, 2006 ; Licht et al., 2014).

Ces études sont **également très importantes pour différencier l'influence des variables environnementales, qui jouent sur le pédoclimat, et des variables climatiques régionales ou globales** qui affectent toute une zone géographique, sur les caractéristiques des paléosols qui sont utilisées dans les reconstitutions paléoclimatiques.

Enfin, les études sédimentologiques permettent d'intégrer les séries étudiées dans des modèles de **stratigraphie séquentielle**, auxquels peuvent être également intégrés les paléosols à travers le modèle proposé par Catuneanu (2006).

1.5.1.2 Reconnaissance du type de paléosol et étude des caractéristiques pédologiques

Comme évoqué plus tôt, les paléosols sont repérables à l'affleurement par l'horizonation témoignant de la différenciation verticale du matériau soumis à l'altération, des couleurs influencées par les conditions d'oxydoréduction ou encore la présence de caractéristiques particulières (manchons racinaires, nodules pédogénétiques, traces de rétraction des argiles, etc.).

Une fois un paléosol identifié au sein d'une série continentale, **la reconnaissance du type de profil pédologique est la première étape dans ce type d'étude**. Elle se base sur l'identification in situ des caractéristiques détaillées dans la classification de Mack et al. (1993) (horizonation, MO, conditions redox, degré d'altération, illuviation de matériaux et accumulation de minéraux solubles), qui permettent de

reconstituer les processus mis en jeu et d'appréhender le pédoclimat, le climat régional, et même le temps de pédogenèse.

▪ **Qualification des paramètres paléoclimatiques :**

En 1994, Mack & James proposent un modèle de répartition latitudinale des paléosols dans lequel ils résument les conditions climatiques nécessaires à la mise en place des caractéristiques principales utilisées dans la classification de Mack et collaborateurs :

- La richesse et la conservation de la matière organique qui caractérisent les **Histosols** sont favorisées en climat **froid et humide** (Haszeldine, 1989).
- La forte altération des **Oxysols** est un témoin de **températures chaudes et de précipitations abondantes sous un climat de type tropical** (Tardy, 1993).
- Les accumulations de minéraux secondaires de nature pédologiques des **Gypsisols** et **Calcisols** indiquent **un climat semi-aride avec une alternance de saisons humides permettant la lixiviation des éléments concernés (Ca, S) et de saisons sèches permettant la précipitation des carbonates et minéraux évaporitiques**. Ces dernières doivent être assez longues, au minimum de 3 mois pour la formation des calcrètes pédogénétiques (Wright & Tucker, 1991). Les Gypsisols se forment préférentiellement en zone plus aride, avec des précipitations inférieures à 250 mm/an (Watson, 1983) contre 250 à 800 mm/an pour les Calcisols (Young, 1976 ; Birkeland, 1984), pouvant atteindre 1000 mm/an tout au plus (Retallack, 1992a).
- Les structures verticales des **Vertisols** (slickensides) et leurs caractéristiques hydromorphes plus ou moins marquées sont également liées à un **contraste saisonnier des précipitations** et à des variations du niveau des nappes sous-jacentes (Kovda, 1996).
- L'accumulation d'argiles ou de fer et MO par illuviation et chélation, caractéristique dominante des **Argillisols** et **Spodosols** respectivement, est favorisée sous des conditions de **précipitations modérées à fortes**. De même, les couleurs sombres des **Gleysols** sont liées à une saturation en eau favorisée sous **climat humide, avec un faible taux d'évaporation** (Mack & James, 1994).
- Quant à la faible différenciation des **Protosols**, les auteurs l'attribuent **soit à un milieu instable, soit à un climat froid et sec** ne permettant pas une altération importante.

▪ **Estimation du temps de pédogenèse :**

La reconnaissance de processus pédogénétiques à travers les caractéristiques principales des paléosols et l'étude de leur durée dans l'actuel permettent également d'estimer un temps minimal approximatif de **pédogenèse et donc de stabilité environnementale**. Les travaux de synthèse de Targulian & Krasilnikov (2007) sur les temps de formation des horizons diagnostiques de la WRB, liés au temps d'action des processus qui les génèrent, peuvent être appliqués aux paléosols dans ce but (Figure 1-12) :

- La structuration du profil étant un processus rapide, pouvant durer **quelques mois à plusieurs dizaines d'années**, les paléosols à faible horizonation (**Protosols**) ont, hormis dans le cas d'un permafrost, un temps de pédogenèse plus court encore. De même, la gleyification peut se produire très rapidement suite à des crues importantes ou répétées. Les paléosols dont il s'agit de la caractéristique principale (**Gleysols**) se seraient donc formés dans un temps de cet ordre de grandeur.
- Les paléosols à profils plus évolués et différenciés présentant un lessivage marqué (**Argillisols**, **Spodosols**), des accumulations de minéraux secondaires (**Calcisols**, **Gypsisols**), ou encore un horizon très riche en matière organique (**Histosols**) sont liés à des processus pédogénétiques dont la durée d'action varie de **quelques centaines à quelques dizaines de milliers d'années**.
- Enfin, les encroûtements pédogénétiques observés dans les profils des **Calcisols** et **Gypsisols** matures nécessitent un temps d'altération de **plusieurs dizaines de milliers d'années à plusieurs millions d'années**. L'altération importante et profonde des **Oxysols** nécessite également un temps important.

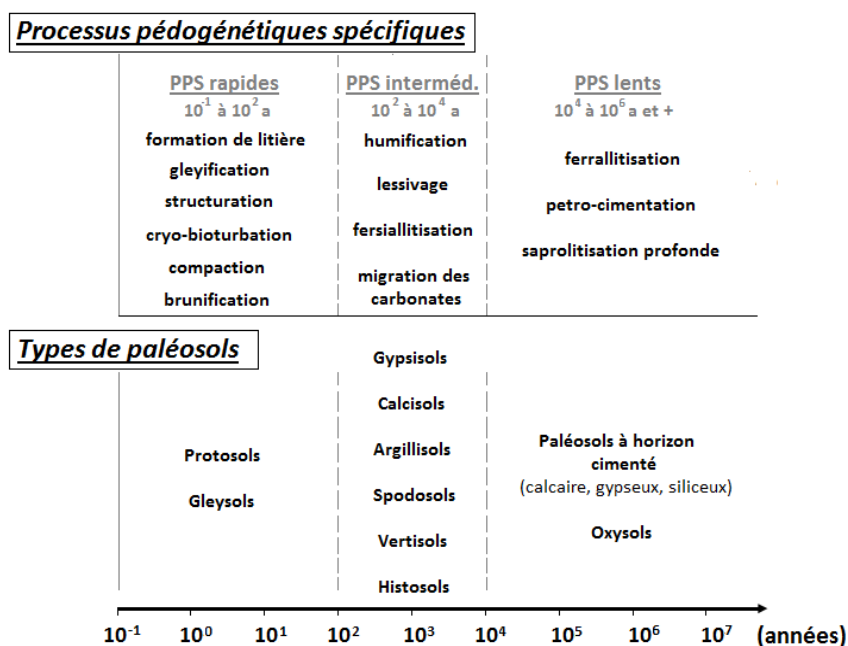


Figure 1-12. Temps caractéristiques des processus pédogénétiques spécifiques (PPS) (modifié d'après Targulian & Krasilnikov, 2007) et estimation du temps de pédogenèse des paléosols.

Différentes formes d'accumulation de CaCO_3 peuvent être observées dans l'horizon Bk. Une vision traditionnelle consiste à les considérer comme des stades successifs témoignant d'une maturité croissante, ce qui en fait des outils particulièrement intéressants pour étudier les durées des processus de pédogenèse mis en jeu.

Cinq à six stades morphologiques ont ainsi été proposés pour décrire cette évolution (Gile et al., 1965 ; Bachman & Machette, 1977) :

- **Stade I** : filaments fins et/ou fines pellicules autour des éléments détritiques (graviers, galets).
- **Stade II** : nodules calcaires indurés plus ou moins abondant, film calcaire plus important en surface des galets.
- **Stade III** : nodules coalescents dans une matrice enrichie en CaCO_3 .
- **Stade IV** : l'horizon Bk est constitué d'une matrice calcaire qui commence à se cimenter autour des nodules encore visibles.
- **Stade V** : niveau calcaire massif fortement cimenté (= calcrète pédogénétique). Un niveau laminaire bien développé est souvent présent en surface de celui-ci. Le sixième stade pas toujours pris en compte du fait des difficultés à le distinguer de celui-ci présente un calcrète encore plus massif, avec des niveaux à pisolithes dûs à des épisodes de bréchification et de reformation.

En 1975, Leeder se base sur des datations au ^{14}C de terrasses alluviales du territoire nord-américain sur lesquels se forment des sols à horizons calciques pour proposer des temps de formation maximum pour ces différents stades. Le stade I est ainsi associé à un temps d'altération compris entre 1 et 4,5 ka, le stade II apparaît sur des surfaces datées entre 3,5 et 7 ka, le stade III entre 6 et 10 ka, et les horizons pétrocalciques sont observés sur des terrasses de 10 ka au minimum. Ceci est en accord avec les résultats d'études plus récentes réalisées dans le Sud-Est de l'Espagne, qui donnent un âge compris entre 30 et 207 ka pour des paléosols à calcrètes massifs (Candy et al., 2004).

Bachman et Machette (1985) ont proposé quant à eux des temps de formation beaucoup plus importants pour ces sols, à partir de l'étude de Calcisols quaternaires développés sur des matériaux parentaux graveleux et non calcaires dans 8 chronoséquences du Sud-Ouest des Etats-Unis. Dans cette région, les accumulations carbonatées les moins développées (stade I) ont un âge compris entre 10 et 100 ka, les

paléosols avec un Bk noduleux ont un âge compris entre 100 et 200 ka, ceux ayant un Bk de stade III sont âgés de 200 à 500 ka, et les plus massifs entre 200 ka et 2 Ma.

Si les valeurs obtenues par ces derniers auteurs sont probablement surestimées, différents facteurs peuvent également expliquer ces différences. En effet, le taux d'accumulation des carbonates de calcium pédogénétiques diffère selon la nature du matériau parental (calcaire ou non), les apports de CaCO_3 et de Ca^{2+} (contrôlés par les variables climatiques), et par la texture du matériau soumis à l'altération, l'accumulation du CaCO_3 se produisant plus rapidement dans des substrats perméables (Gile & Hawley, 1966 ; Leeder, 1975 ; Bachman & Machette, 1985).

Une fonction a également été proposée pour estimer une durée de pédogenèse à partir de l'étude de la taille des nodules calcaires (S, en cm) de 9 sols calcaires actuels (< 14 ka) du Nouveau Mexique et de leur datation par géochimie isotopique (^{14}C) (Retallack, 2005a) :

$$A \text{ (en ka)} = 3,92 S^{0,34} \quad (r^2 = 0,57 \text{ et S.E.} = 1,8 \text{ ka})$$

Cependant, il faut rester prudent quant à l'utilisation de cette équation définie à partir d'un faible nombre de données (9 sols) et du fait de l'influence des paramètres régionaux cités précédemment.

Enfin, comme discuté dans la partie consacrée aux facteurs de pédogenèse, **le taux de pédogenèse diffère selon les moments de la journée, les saisons et les variations climatiques à grandes échelles**. Quade et collaborateurs (2013) ont remarqué un pic de précipitation du CaCO_3 durant les heures et les périodes les plus chaudes. D'autres auteurs ont également suggéré un développement des Calcisols principalement pendant les périodes interglaciaires où la saisonnalité des précipitations et de l'évaporation est plus marquée et l'activité biologique plus intense (Duchaufour, 2001 ; Wright, 2007 ; Candy & Black, 2009). Cette discontinuité dans le développement de ces sols doit être intégrée dans des modèles d'estimation de la durée de pédogenèse pour éviter des surestimations.

▪ **Quantification des précipitations annuelles et de leur saisonnalité d'après la morphologie de l'horizon carbonaté :**

Retallack (2005a) a également proposé **deux fonctions reliant la profondeur de cet horizon carbonaté et son épaisseur (en cm) mesurables in situ à la quantité de précipitations annuelles moyennes (MAP) et à leur saisonnalité (MARP), respectivement :**

$$[1] \quad \text{MAP (mm/an)} = 137,24 + 6,45 D + 0,013 D^2 \quad (r^2 = 0,52 \text{ et S.E.} = \pm 147 \text{ mm})$$

$$[2] \quad \text{MARP (mm)} = 0,79 T + 13,71 \quad (r^2 = 0,58 \text{ et S.E.} = \pm 22 \text{ mm})$$

La première fonction est construite sur l'étude de 807 sols distribués autour du monde. Elle fait suite à l'observation de Jenny & Leonard (1935) sur la corrélation entre la profondeur des horizons Bk et le volume des précipitations qui les avait conduit à proposer une première quantification des MAP à partir de la profondeur de l'horizon Bk (Jenny & Leonard, 1935 ; Arkley, 1963 ; Retallack, 1994).

La seconde équation est basée sur l'observation que les horizons Bk sont plus développés dans les sols tropicaux soumis à la mousson que dans les sols post-glaciaires nord américains (Retallack, 1991). Elle a été établie à partir de données provenant de 675 profils d'altération actuels.

L'application de ces climofonctions aux paléosols nécessite de prendre en compte leur compaction liée à l'enfouissement sous des sédiments postérieurs. Une méthode semi-quantitative a été proposée pour estimer les effets de la compaction et évaluer l'épaisseur réelle des paléosols lorsqu'ils étaient encore fonctionnels (Sheldon & Retallack, 2001). Ainsi, le pourcentage de compaction (C) d'un paléosol peut-être calculé en utilisant le ratio de densité (en g/cm^3) du matériau altéré sur la densité du matériau parental d'un analogue actuel (Si) divisé par le même ratio estimé pour le paléosol en question (Sb) :

$$C (\%) = Si / Sb$$

Une autre équation proposée par les mêmes auteurs inclut le modèle général de Sclater & Christie (1980) et se présente sous la forme :

$$C (\%) = -Si / [F0 / (e^{kD} - 1)]$$

Avec D la profondeur d'enfouissement en km, F0 la porosité initiale, et k une constante associée à chaque type de sol et de sédiment.

Ces différents paramètres ont été mesurés et calculés pour les roches sédimentaires marines (Sclater & Christie, 1980), pour chaque type de sol de la classification américaine (Sheldon & Retallack, 2001) et pour les sédiments de plaine d'inondation (Nadon & Issler, 1997). Ils sont rassemblés dans le tableau suivant (**Tableau 1-4**).

Substrat	Densité	Gamme de densité	Si	F0	k
<i>Marin</i>					
<i>(Sclater et Christie, 1980)</i>					
Argile	1.07	-	0.37	0.63	0.51
Sable	1.35	-	0.51	0.49	0.27
Craie	0.81	-	0.30	0.70	0.71
Sable argileux	1.18	-	0.44	0.56	0.39
<i>Sols</i>					
<i>(Sheldon et Retallack, 2001)</i>					
Alfisol	1.68	1.33-1.97	0.65	0.35	0.15
Andisol	0.79	0.44-1.50	0.30	0.70	0.71
Aridisol	1.60	1.39-1.76	0.62	0.38	0.17
Entisol	1.61	1.60-1.64	0.62	0.38	0.17
Histosol	0.07	0.04-0.10	0.06	0.94	2.09
Inceptisol	1.32	0.65-1.92	0.51	0.49	0.27
Mollisol	1.42	0.85-1.91	0.55	0.45	0.23
Oxisol	1.30	0.96-1.46	0.50	0.50	0.29
Spodosol	0.97	0.30-1.87	0.37	0.63	0.52
Ultisol	1.50	0.97-1.84	0.58	0.42	0.20
Vertisol	1.80	1.55-2.06	0.69	0.31	0.12
<i>Plaine d'inondation</i>					
<i>(Nadon et Issler, 1997)</i>					
Silts et argiles					
limite de liquidité* < 50	-	-	0.635	0.365	0.16
limite de liquidité > 50	-	-	0.511	0.489	0.27
Sables	-	-	0.692	0.308	0.12

L'unité de densité est le g/cm³, l'unité de k est x 10⁻⁵ cm⁻¹.

Limite de liquidité* = teneur en eau du sol nécessaire au passage d'une consistance plastique à liquide ou inversement.

Tableau 1-4. Paramètres de densité, solidité, porosité et constante propre à chaque type de sédiments et sols (USDA, 1999) utilisés dans les équations de décompaction (d'après Sheldon & Retallack, 2001).

Il est également préférable d'appliquer les climofonctions basées sur la morphologie de l'horizon carbonaté à des paléosols à horizons carbonatés modérément développés (nodules, stades II à IV), les calcrètes massifs pouvant, comme nous l'avons vu précédemment, enregistrer une histoire longue et potentiellement complexe (Retallack, 2005a).

Enfin, des études ont montré que la profondeur de l'horizon carbonaté peut être influencée par la pression de CO₂ atmosphérique et l'application à des paléosols datant de périodes à forte concentration en CO₂ dans l'atmosphère comme la fin du Précambrien, l'Ordovicien-Silurien et le Jurassique-Crétacé peut induire des biais dans les résultats (Ekart et al., 1999 ; Cotton & Sheldon, 2012). Ce dernier problème potentiel est cependant minimisé dans notre cas car la fin du Cénozoïque (au moins les 30 derniers Ma) est marquée par une pCO₂ relativement stable à l'échelle des temps géologiques avec seulement des variations de quelques dizaines de ppm pour des valeurs comprises entre 100 et 300 ppm (Pagani et al., 1999 ; Pagani, 2002 ; Demicco et al., 2003 ; Tipple et al., 2010).

1.5.2 Méthodes analytiques

1.5.2.1 DRX, composition de la roche totale et étude des minéraux argileux

▪ Composition minéralogique de la roche totale :

Les analyses d'échantillons de paléosols par diffraction des rayons X permettent d'abord de **caractériser la composition minéralogique de la roche totale**. L'étude détaillée de celle-ci le long des profils d'altération anciens permet une meilleure compréhension des processus de pédogenèse et donc des conditions paléoclimatiques et paléoenvironnementales :

- **Le lessivage et la lixiviation de certains matériaux** (plagioclase, carbonates, argiles, etc.) **peuvent ainsi être déduits et quantifiés s'ils sont absents des horizons superficiels mais présents plus bas dans le profil** (Muhs et al., 2008a ; White & Shiebout, 2008 ; Shen et al., 2012).
- **Des pics de carbonates ou d'argiles dans certains horizons indiquent des accumulations et éventuellement des précipitations ou authigenèses** (Kessler et al., 2001), et **des teneurs importantes de quartz ou de calcite dans l'horizon superficiel avec une décroissance dans les horizons sous-jacents peuvent suggérer une origine éolienne** pour ces constituants (Muhs et al., 2008b ; Shen et al., 2009 ; Muhs et al., 2012).
- Dans les séries alluviales, l'étude de l'évolution verticale et latérale de cette composition minéralogique permet également de **reconstituer les relations entre les paléosols et les dépôts sédimentaires** (Pe-Piper et al., 2005 ; Gastaldo et al., 2009). Ces analyses XRD permettent également **l'identification des oxydes de fer et de manganèse, qui constituent de bons témoins des conditions de drainage des paléosols** (cf. parties 1.2.3.1 & 1.3.1) (Ortega-Guerrero et al., 2004 ; Deng et al., 2006 ; Kraus & Hiasotis, 2006 ; Kraus & Riggins, 2007).

▪ Etude des minéraux argileux :

Dans des échantillons de paléosols, **il est également possible d'isoler la fraction argileuse** (grains de diamètre inférieur à 2 μm , Soil Survey Staff, 1975). Ces minéraux argileux sont des silicates d'aluminium plus ou moins hydratés à structure en feuillets et de formule générale $((\text{Si}_{4-x}, \text{Al}_x)\text{O}_{10}(\text{Al}_{2-y}, \text{Mg}_y)(\text{OH})_2)\text{K}_{x+y}$.

Selon Millot (1965), les argiles qui composent les profils d'altération ont **trois origines possibles** :

- Elles peuvent être simplement **héritées** du matériau parental.
- Elles peuvent être liées à des **transformations** d'autres phyllosilicates, à l'image des smectites, de formule $(\text{Al}, \text{Mg})_6((\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10})_3(\text{OH})_6 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ qui dérivent des illites $((\text{K}, \text{H}_3\text{O})(\text{Al}, \text{Fe}, \text{Mg})_2(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2(\text{H}_2\text{O}))$ par pertes de potassium, les vermiculites $((\text{Mg}, \text{Ca})_0-7(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al})_6(\text{Al}, \text{Si})_8\text{O}_{22}(\text{OH})_{4.8}\text{H}_2\text{O})$ étant un stade intermédiaire. Ces smectites se forment préférentiellement dans les sols mal drainés, à pH élevé, avec une forte activité de la silice et des cations basiques (Borchardt, 1989).
- Ces argiles peuvent également être **néoformées**, comme la montmorillonite $((\text{Na}, \text{Ca})_0-3(\text{Al}, \text{Mg})_2\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O})$ ou la kaolinite $(\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4)$ qui se retrouvent respectivement dans des sols alcalins ou acides soumis à un lessivage important induisant l'accumulation de silice et d'aluminium. La kaolinite se forme dans les sols bien drainés et acides avec donc une action modérée de la silice et une très faible activité des cations basiques (Dixon, 1989). Elles sont souvent associées à des oxydes et hydroxydes de fer comme la goethite, l'hématite et la gibbsite (Bardossy et al., 1977 ; Tardy et al., 1990).

Pedro (1964), quant à lui, avance **deux processus impliqués dans la formation des argiles dans les profils pédologiques** ; l'acidolyse et l'hydrolyse :

- L'**acidolyse** se produit sous conditions de pH inférieur à 5. Si elle est limitée, des Al se fixent entre les feuillets. Si elle est totale, elle provoque la solubilisation de tous les minéraux sans précipitation d'Al. Ce processus se produit préférentiellement en climat tempéré froid.

- L'**hydrolyse** se produit sous pH compris entre 5 et 9,6. Si elle est partielle, des smectites se forment. Si elle est totale, elle supprime tous les éléments du profil et la kaolinite peut précipiter. Ce processus est très intense en climat tropical chaud et humide.

Duchaufour (1960) rajoute que **la néoformation est typique de climats tropicaux où l'altération géochimique domine, alors que les transformations sont plus importantes en climat tempéré ou l'altération biochimique est marquée.**

La reconnaissance de ces argiles et des processus conduisant à leur formation dans les paléosols constitue donc un argument supplémentaire dans les reconstitutions des environnements et climats anciens. Une abondance de micas et d'illites hérités témoignent d'une altération peu marquée caractérisant des paléosols peu évolués du fait d'un temps de pédogenèse limité et/ou d'un climat froid et sec. Avec l'augmentation des conditions d'humidité et des températures et une plus grande stabilité environnementale, chlorites et niveaux mixtes de phyllosilicates (interstratifiés), vermiculites, smectites, et enfin kaolinites se retrouvent successivement dans les profils (Jackson, 1964 ; Pedro, 1982 ; Wilson, 1999). Certaines argiles se formeraient également sous climat semi-aride, à l'instar des palygorskites, qui sont des argiles magnésiennes ($(\text{Mg,Al})_2\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_4(\text{H}_2\text{O})$) dont la formation est par certains auteurs reliée à des fluctuations de la limite de pénétration des eaux de pluie du fait d'alternances de périodes favorisant l'infiltration de l'eau et de périodes de forte évaporation, des solutions enrichies en Si et Mg, et un temps de formation important (Colson et al., 1998).

La figure suivante (**Figure 1-13**) peut être utilisée pour appréhender grossièrement les conditions paléoclimatiques à partir du type d'argile dominant dans les profils de paléosols :

- des paléosols composés uniquement d'argiles héritées sont typiques de climats très secs de taïga (froid) ou de désert (chaud).
- un mélange d'argiles héritées et néoformées atteste de conditions de températures et de précipitations plutôt moyennes.
- une association de smectites et de palygorskites témoigne d'un climat semi-aride et assez chaud de type méditerranéen à semi-aride désertique.
- enfin, un mélange de smectite et de kaolinite peut suggérer des conditions chaudes mais peu humides, alors que si la kaolinite est seule, elle résulte, comme évoqué précédemment, d'un lessivage important sous climat de type tropical.

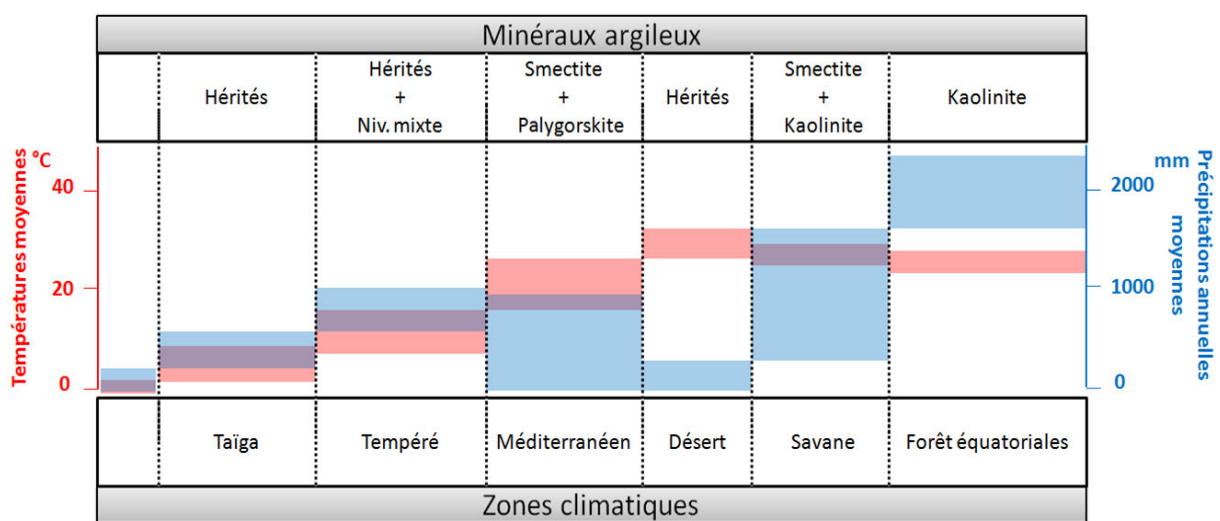


Figure 1-13. Modèle reliant la minéralogie argileuse dominante dans des profils paléopédologiques aux conditions paléoclimatiques (température et précipitations annuelles moyennes) (modifié d'après Thiry, 2000).

1.5.2.2 Géochimie isotopique des nodules carbonatés

L'étude de la composition isotopique des nodules calcaires des paléosols est particulièrement intéressante pour appréhender le milieu et le climat au moment de leur précipitation, car ils sont constitués d'atomes de carbone et d'oxygène dont les proportions d'isotopes stables (principalement ^{12}C , ^{13}C et ^{18}O , ^{16}O) sont intimement liées aux conditions physico-chimiques qui régnaient lors de leur formation, sous réserve d'une diagenèse inexistante ou limitée (Cerling, 1984 ; Budd et al., 2002).

La notation delta est utilisée pour exprimer le rapport isotopique entre l'isotope lourd et le léger d'un échantillon et le standardiser :

$$\delta^{18}\text{O} = [({}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O})_{\text{ech}} - ({}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O})_{\text{std}}] / ({}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O})_{\text{std}}$$

$$\delta^{13}\text{C} = [({}^{13}\text{C}/{}^{12}\text{C})_{\text{ech}} - ({}^{13}\text{C}/{}^{12}\text{C})_{\text{std}}] / ({}^{13}\text{C}/{}^{12}\text{C})_{\text{std}}$$

Pour l'oxygène, les standards PDB (*Pee Dee Belemnite*) ou SMOW (*Standard Mean Ocean Water*) sont utilisés selon que l'on étudie une phase solide ou liquide, respectivement. Pour le carbone, c'est le PDB.

▪ Isotopes de l'oxygène :

Une partie de l'oxygène des carbonates pédogénétiques provient des eaux de pluie qui se sont infiltrées à travers le profil d'altération.

La composition isotopique de ces eaux est principalement **influencée par les températures annuelles moyennes de l'air**, qui jouent sur les phénomènes d'évaporation et de condensation (Dansgaard, 1964). Au cours de l'évaporation des océans de régions chaudes, la proportion de ^{16}O par rapport au ^{18}O dans l'eau atmosphérique augmente. De même, la diminution de température vers les hautes latitudes participe à l'appauvrissement de la vapeur d'eau en ^{18}O du fait de la condensation et des précipitations (Siegenthaler, 1979 ; Siegenthaler & Oeschger, 1980). **La saisonnalité de cette température influence également le fractionnement isotopique de l'oxygène**. En saison froide, d'avantage de ^{18}O parvient au sol sous forme de précipitations alors qu'en saison chaude les nodules incorporent d'avantage de ^{16}O (Cerling, 1984 ; Quade et al., 1989 ; Cerling & Quade, 1993).

Dworkin et al. (2005) ont proposé d'utiliser une relation empirique entre la température moyenne annuelle de l'air en surface et le $\delta^{18}\text{O}$ de la calcite pédogénétique définie par Cerling & Quade (1993) pour reconstituer les paléotempératures à partir de la composition isotopique des nodules carbonatés des paléosols :

$$\text{MAT } (^\circ\text{C}) = (\delta^{18}\text{O}_{\text{continental calcite}} + 12,65) / 0,49 \quad (r^2 = 0,5, \delta^{18}\text{O} \text{ en } \text{‰}, \text{PDB})$$

Cependant, l'évaporation qui affecte la valeur du ratio en diminuant la proportion d'isotopes légers (Cerling & Quade, 1993 ; Rossinsky & Swart, 1993 ; Kanner et al., 2014) n'est pas prise en compte dans cette équation et celle-ci doit encore être améliorée (Sheldon & Tabor, 2009). D'autres facteurs influencent encore la composition isotopique de l'oxygène des carbonates continentaux. Par exemple, **le déplacement des masses d'air des zones côtières vers l'intérieur des terres contribue à un enrichissement en isotopes lourds de l'eau de pluie et donc des nodules** (Lécolle, 1983, 1985).

L'altitude de précipitation des carbonates continentaux influence également leur composition isotopique, des gradients moyens de -2 à $-4,1 \text{ ‰} / 1000 \text{ m}$ ayant été calculés pour le $\delta^{18}\text{O}$ (Siegenthaler, 1979 ; Quade et al., 1989 ; Chamberlain & Poage, 2000). Quade et collaborateurs (1989) ont proposé les relations suivantes entre le $\delta^{18}\text{O}$ de carbonates pédogénétiques des Etats-Unis (southern Great Basin) et leur altitude (Z, en m) :

$$\delta^{18}\text{O} = -4,48 - 3,00 \times 10^{-3} \times Z \quad (r^2 = 0,71) \text{ (matériau parental carbonaté)}$$

$$\delta^{18}\text{O} = -1,85 - 4,69 \times 10^{-3} \times Z \quad (r^2 = 0,85) \text{ (matériau parental non carbonaté)}$$

$$\delta^{18}\text{O} = -3,20 - 3,74 \times 10^{-3} \times Z \quad (r^2 = 0,77) \text{ (moyenne)}$$

Ce gradient est aussi plus important en régions froides que chaudes (Rozanski et al., 1992, 1997) et varie également en fonction de la face exposée aux pluies, de l'évaporation et de la saisonnalité qui déterminent avec la porosité des sols la profondeur d'infiltration des eaux de pluies. Rowley & Garzione (2007) ont proposé un gradient moyen de 3,6 ‰/1000 m en prenant en compte cette thermodépendance.

▪ **Isotopes du carbone :**

La composition isotopique du carbone des carbonates de calcium pédogénétiques est en équilibre avec le CO₂ du sol. Celui-ci est **lié au CO₂ atmosphérique et au CO₂ dit respiré**, transformé par la végétation et les bactéries au cours des réactions métaboliques comme la respiration et la dégradation de matière organique (Cerling, 1984 ; Cerling et al., 1989 ; Quade et al., 1989 ; Cerling, 1991 ; Cerling & Quade, 1993 ; Bowen & Beerling, 2004).

$$\delta^{13}\text{C}_{\text{carbonates pédogénétiques}} \leftrightarrow \delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2 \text{ sol}}$$

$$\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2 \text{ sol}} = \delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2 \text{ resp}} + \delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2 \text{ atm}}$$

(-13 à -30 ‰) (-6 à -8 ‰)

Les flux de ces différentes composantes ont été expliqués par des processus de diffusion de ce gaz à travers le sol selon le modèle de Cerling (1984).

Les différents coefficients de diffusion du ¹³CO₂ et du ¹²CO₂ (ratio D13/D12 = 1,0044) contribuent à une valeur plus élevée du $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2 \text{ sol}}$ que du $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2 \text{ resp}}$ (d'environ 4,4 ‰) en profondeur. De plus, la valeur du fractionnement à l'équilibre entre le CO₂ sol et le CaCO₃ est comprise entre -9,8 et -12,4 ‰ en fonction de la température (Deines et al., 1974). Le $\delta^{13}\text{C}_{\text{CaCO}_3}$ est donc supérieur d'environ 14 à 17 ‰ au $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2 \text{ resp}}$.

Dans l'Actuel, la composition isotopique des nodules calcaires pédogénétiques est donc en général supérieure à -14 ‰ et dépend principalement du type de végétation se développant sur le sol (C3/C4) (Quade et al., 1989 ; Cerling, 1991 ; Cerling & Quade, 1993 ; Cerling et al., 1993 ; Ehleringer, 1993 ; Tipple & Pagani, 2007) :

- les **plantes de type C3** (plupart des plantes à fleurs, arbres, et herbes) incorporent préférentiellement du ¹²C lors des réactions de photosynthèse ce qui conduit à un $\delta^{13}\text{C}_{\text{resp}}$ très négatif, de l'ordre de -20 à -35 ‰ (Smith & Epstein, 1971 ; Deines, 1980 ; O'Leary, 1988) et donc à un **$\delta^{13}\text{C}_{\text{CaCO}_3}$ compris entre -14 et -8 ‰**. Les valeurs les plus positives témoignent d'un milieu relativement aride, les plantes soumises à un stress hydrique étant moins sélectives vis-à-vis des isotopes du carbone ;
- les **plantes en C4** (graminées, euphorbiacées, herbes de savanes et des grandes prairies) sont dotées d'une très bonne capacité d'assimilation du CO₂ et font peu de discrimination des isotopes du carbone. Le $\delta^{13}\text{C}_{\text{resp}}$ résultant est donc plus important, compris entre -10 et -14 ‰ (Smith & Epstein, 1971), et le $\delta^{13}\text{C}_{\text{CaCO}_3}$ des sols associés à ce type de plantes est donc généralement **supérieur à -4 ‰ et peut atteindre des valeurs positives de l'ordre de 2 ‰** ;
- des valeurs intermédiaires indiquent des mélanges d'assemblages C3 et C4 ou bien des **plantes de type CAM** (cactus, kalanchoe, etc.).

Il est donc possible de reconstituer le type de végétation associé à un paléosol, ce qui permet d'appréhender les conditions paléoenvironnementales et paléoclimatiques. **Les plantes C3 se développent en effet préférentiellement sous climats tempérés et dans un environnement suffisamment riche en eau**, alors que **les plantes C4 croissent principalement dans des milieux chauds et arides** (Cerling, 1984 ; Pearcy & Ehleringer, 1984). Si jusqu'à récemment, les plantes C4 n'étaient connues dans le registre fossile que depuis environ 15,3 millions d'années (Morgan et al., 1994 ; Latorre et al., 1997), Tipple et Pagani (2007) ont fait état de conditions favorables à leur développement dès la fin de l'Oligocène, et Urban et collaborateurs ont finalement découvert des grains de pollens associés à ce type

de végétation dans des dépôts lacustres et marins peu profonds d'Europe occidentale datés de l'Oligocène inférieur (Urban et al., 2010).

Il faut cependant utiliser des profils témoignant de taux de respiration modérés à élevés et n'ayant pas été affectés par la diagenèse qui a tendance à uniformiser toutes les valeurs (Cerling, 1984 ; Lohmann, 1988). De plus, **les nodules analysés doivent être prélevés au moins 50 cm sous la surface, cette profondeur étant considérée comme la limite d'influence de l'atmosphère** au-delà de laquelle la pCO_2 est constante, le taux de respiration est stable, et le CO_2 produit par la décomposition de la MO et la respiration des racines est le paramètre qui influence le plus le $\delta^{13}C_{CO_2\text{ sol}}$ (Quade et al., 1989). Enfin, la composition isotopique du $CO_{2\text{ atm}}$ a varié au cours du temps et il est donc nécessaire de se baser sur des reconstitutions de ce paramètre pour ce type d'étude (Eckart et al., 1999 ; Tipler & Pagani, 2007 ; Tipler et al., 2010).

D'autres paramètres influencent la composition isotopique des carbonates de calcium pédogénétiques :

- Avec une **élévation d'altitude**, d'avantage de ^{12}C est incorporé dans les sols, ce qui contribue à une **baisse du $\delta^{13}C_{CaCO_3}$** , d'autant plus que la diminution de température associée favorise les plantes en C3. Quade et collaborateurs (1989) ont calculé, tout comme pour le $\delta^{18}O$, des relations liant le $\delta^{13}C$ et cette altitude (Z_{msl} : élévation au-dessus du niveau de la mer moyen) :

$$\delta^{13}C_{CaCO_3} = 3,59 - 4,60 \times 10^{-3} \times Z_{msl} \quad (r^2 = 0,93) \text{ (matériau parental carbonaté)}$$

$$\delta^{13}C_{CaCO_3} = 2,41 - 4,73 \times 10^{-3} \times Z_{msl} \quad (r^2 = 0,89) \text{ (matériau parental non carbonaté)}$$

- La **température** a également une influence, le couple calcite- CO_2 ayant un coefficient de fractionnement thermodépendant, avec une variation du $\delta^{13}C$ de $-1 \text{ ‰} / 10 \text{ °C}$ (Romanek et al., 1992 ; Cerling, 1999). Cependant, le $CaCO_3$ pédogénétique se forme dans une gamme de températures annuelles moyennes comprises entre 10 et 35 °C mais principalement pendant la saison chaude, ce qui limite cette influence (Cerling, 1992).
- La **pression de CO_2 atmosphérique** influence également la composition isotopique des carbonates pédogénétiques, puisqu'elle peut être calculée (en ppmV) par la formule suivante développée d'après le modèle de diffusion de Cerling (Cerling, 1991) :

$$P(CO_2)_{atm} = P(CO_2)_{resp} (\delta^{13}C_{sol} - 1,0044 \delta^{13}C_{resp} - 4,4) / (\delta^{13}C_{atm} - \delta^{13}C_{sol})$$

$P(CO_2)_{resp}$ peut être évaluée par cette équation : $P(CO_2)_{resp} = \phi_s(z)(\bar{z})^2/D_s$, $\phi_s(z)$ étant la production de CO_2 à la profondeur z et D_s le coefficient de diffusion du CO_2 du sol.

Ce paramètre a été également relié à la profondeur en cm de l'horizon carbonaté (D_c) ou gypseux (D_g) par ces deux équations (Retallack, 2009) :

$$P(CO_2)_{resp} = 66,7 D_c + 588$$

$$P(CO_2)_{resp} = 42,3 D_g + 73,3$$

$\delta^{13}C_{sol}$ est mesuré par l'analyse des nodules.

$\delta^{13}C_{resp}$ correspond au $\delta^{13}C$ de la matière organique contenue dans les nodules.

$\delta^{13}C_{atm}$ est calculé par l'équation suivante : $\delta^{13}C_{atm} = (\delta^{13}C_{MO\text{ nodules}} + 18,7) / 1,1$ (Arens et al., 2000).

Cette pression est **influencée par la porosité** du profil d'altération qui joue sur la diffusion du gaz dans celui-ci. Pour une valeur donnée de $\delta^{13}C$, plus la porosité est importante, plus la pCO_2 atmosphérique est minimisée (Cerling, 1991).

D'autres variables interviennent sur cette pCO_2 , comme la période de croissance des plantes et le type de biomasse dans le sol, la période de précipitation des carbonates de calcium, la température, etc. (Cerling & Quade, 1993 ; Cerling, 1999).

Si ce paramètre ne traduit pas directement les conditions paléoclimatiques, il contrôle la répartition du CO₂ dans les différents réservoirs du cycle du carbone et peut, entre autre, influencer les températures lorsqu'il se retrouve en masse dans l'atmosphère (Ekart et al., 1999).

▪ **Croisement $\delta^{18}\text{O}$ / $\delta^{13}\text{C}$:**

Le **croisement des données de $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$** des carbonates pédogénétiques permet également de définir les conditions paléoenvironnementales. Cerling (1984) a défini **plusieurs domaines de formation des carbonates pédogénétiques** en fonction des valeurs obtenues (**Figure 1-14**) : **continental (A)**, **côtier (B)**, **zone de mousson (C)** et **périglaciaire (D)**.

Ce travail a servi de référence à plusieurs études paléoenvironnementales basées sur les carbonates des paléosols (Cerling et Quade, 1993 ; Quade & Cerling, 2007 ; Cojan et al., 2013).

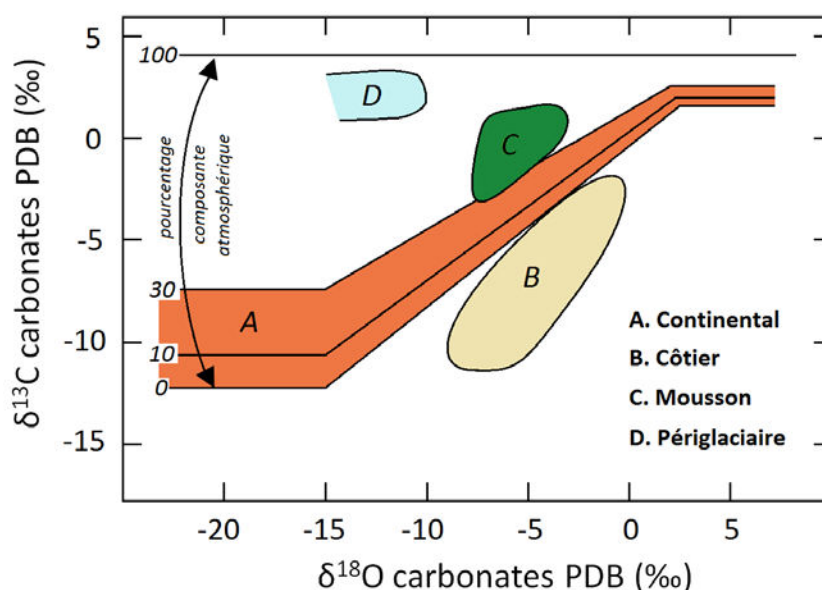


Figure 1-14. Diagramme croisé $\delta^{18}\text{O}$ / $\delta^{13}\text{C}$ et domaine de croissance des carbonates pédogénétiques (modifié d'après Cerling, 1984).

▪ **Géochimie des isotopes associés :**

Une **méthode supplémentaire** basée sur la composition isotopique de carbonates a **récemment** été **développée** d'après l'étude de sols actuels, principalement dans le but de reconstituer des paléotempératures. Elle est **basée sur l'étude de la distribution des isotopologues**, variantes d'une même molécule différant par la composition isotopique des atomes qui les constituent (Ghosh et al., 2006 ; Eiler, 2007). Le principe du (paléo)thermomètre est simple : **un refroidissement favorise l'association des isotopes lourds ^{18}O – ^{13}C** .

Une première équation liant cette composition isotopique et la température a été proposée par Ghosh et collaborateurs (2006) à partir de l'étude des températures de croissance de carbonates organiques et inorganiques :

$$\Delta_{47} = 0,0592 \times 106 \times T^{\circ}\text{C}(47)^{-2} - 0,02 \quad (T \text{ en kelvin}, r^2 = 0,94, \text{S.E.} = \pm 2^{\circ}\text{C})$$

Δ_{47} étant l'enrichissement (en ‰) en $^{13}\text{C}^{18}\text{O}^{16}\text{O}$ par rapport à une distribution stochastique.

Si cette première équation présente l'avantage de s'affranchir du $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau dans laquelle le CaCO₃ précipite et semble insensible aux effets vitaux (Eiler, 2011), plusieurs auteurs remettent en

cause son application aux carbonates pédogénétiques contenus dans les paléosols, les effets d'ombre ou d'exposition au soleil, la profondeur de précipitation des carbonates et la saisonnalité étant considérés comme des biais potentiels (Passey et al., 2010 ; Peters et al., 2012 ; Quade et al., 2013).

Une **équation dédiée spécifiquement aux paléosols carbonatés** prenant en compte ces paramètres à donc ensuite été proposée à partir de l'étude d'analogues actuels d'Amérique du Nord et d'Asie **pour estimer les températures moyennes annuelles de l'air** (Quade et al., 2013) :

$$\text{MAAT } (^{\circ}\text{C}) = 1,20 \text{ T}^{\circ}\text{C}(47)_0 - 21,72 \quad (r^2 = 0,92)$$

$\text{T}^{\circ}\text{C}(47)_0$ étant la température de l'air effective (requis à chaque site pour approcher la valeur de $\text{T}^{\circ}\text{C}(47)$ obtenue avec l'équation générale). Elle permet de corriger la valeur obtenue par l'équation de Ghosh et collaborateurs, et est applicable aux paléosols ayant des profils simples et enfouis à de faibles profondeurs permettant une diagenèse et une compaction limitées.

Une seconde équation liant ce $\text{T}^{\circ}\text{C}(47)$ aux températures mensuelles les plus chaudes est proposée par ces auteurs :

$$\text{WAMT } (^{\circ}\text{C}) = 1,13 \text{ T}^{\circ}\text{C}(47)_0 - 10,81 \quad (r^2 = 0,89)$$

Cette nouvelle méthode apparaît donc très prometteuse pour les reconstitutions paléoclimatiques à partir des paléosols carbonatés. Toutefois, elle est encore en phase de développement, les effets de la saisonnalité ne sont pas encore bien pris en compte et les protocoles expérimentaux doivent être améliorés et automatisés (Quade et al., 2013).

1.5.2.3 Géochimie des éléments majeurs

Dans les sols et paléosols, les éléments majeurs sont principalement des alcalins et alcalino-terreux comme le sodium, le magnésium, le potassium et le calcium, des métaux de transition tels le titane, le manganèse et le fer, mais aussi d'autres éléments comme l'aluminium, le silicium, l'oxygène et de faibles quantités de manganèse et éventuellement de phosphore.

D'abord étudiées pour caractériser l'évolution de ces profils d'altération et les différencier, les teneurs et distributions de ces éléments ont ensuite été utilisées comme indices chimiques du degré d'altération avant d'être intégrées dans des climofonctions.

Par convention, les teneurs en éléments majeurs sont exprimées en oxydes et les pourcentages massiques sont convertis en moles avant de résoudre les équations afin de les comparer dans des proportions stœchiométriques (Retallack, 1997, 2001).

▪ Éléments majeurs et processus pédogénétiques :

Relativement tôt dans l'histoire de la pédologie (Marbut, 1935), des auteurs ont proposés des **ratios basés sur les teneurs élémentaires et leurs distributions au sein des profils pédologiques pour caractériser les processus ayant influencé la formation des sols** (Tableau 1-5).

De manière générale, ces ratios font intervenir des **éléments mobiles, principalement les cations basiques, et des éléments plus réfractaires à l'altération que sont le Ti et l'Al, afin d'appréhender les pertes et accumulations élémentaires dans les différents horizons** (Marbut, 1935 ; Li, 2000 ; Retallack, 2001 ; Sheldon & Tabor, 2009).

- Ainsi, la perte des bases par lixiviation peut être évaluée en comparant la somme des cations basiques (CaO , MgO , Na_2O , K_2O) et le TiO_2 ou l' Al_2O_3 . Les accumulations ou pertes d'éléments alcalins et des alcalino-terreux peuvent aussi être étudiées séparément.
- Le rapport $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ traduit l'accumulation progressive d'aluminium lors de la formation des minéraux argileux.
- Le processus de gleyification peut également être abordé, avec le ratio $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$.

- Enfin, le type d'altération dominant peut également être étudié en comparant les teneurs de TiO_2 et d' Al_2O_3 , le premier élément étant plus sensible à l'altération physique et le second à l'altération chimique.

Processus	Formule	Signification
Lixiviation Pertes en bases	$\frac{\text{CaO}+\text{MgO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}}{\text{TiO}_2}$	Lixiviation des bases pendant la pédogenèse et accumulation relative de Ti
Lixiviation Pertes en bases	$\frac{\text{CaO}+\text{MgO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	Perte des éléments alcalins et alcalino-terreux relativement à l'aluminium durant la pédogenèse
Salinisation Accumulation alcalins	$(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}) / \text{Al}_2\text{O}_3$	Accumulation des éléments alcalins sous forme de sels solubles
Calcification Accumulation alcalino-terreux	$(\text{CaO}+\text{MgO}) / \text{Al}_2\text{O}_3$	Accumulation des alcalino-terreux relativement à Al
Formation d'argiles	$\text{Al}_2\text{O}_3 / \text{SiO}_2$	Accumulation de Al lors de la formation des minéraux argileux
Gleyification Oxydation/Réduction	$\text{FeO} / \text{Fe}_2\text{O}_3$	Fe^{2+} domine en conditions réductrices alors que Fe^{3+} est immobile et domine sous conditions oxydantes
Lessivage Vs Lixiviation	$\text{TiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3$	Ti est plus sensible à l'altération physique, Al est plus facilement mobilisable par l'altération chimique

Tableau 1-5. Principaux ratios d'éléments majeurs utilisés dans la compréhension des processus pédogénétiques (synthèse dans Sheldon & Tabor, 2009).

▪ Caractérisation du degré d'altération :

Ces ratios élémentaires peuvent également être utilisés pour caractériser les degrés d'altération et de lessivage des profils pédologiques actuels et anciens (Tableau 1-6).

L'indice chimique d'altération (CIA) est le premier à avoir été développé pour exprimer la dégradation des feldspaths, minéraux les plus labiles de la partie superficielle de la croûte terrestre, principalement constituée de roches silicatées (Nesbitt & Young, 1982). Il se base sur le rapport entre l'aluminium et les bases qui constituent ces minéraux, à savoir le calcium, le sodium et le potassium. Il est en général calculé après décarbonatation afin de prendre en compte uniquement le Ca associé à ces feldspaths.

Certains auteurs ont ensuite proposé de retirer le potassium de l'équation car cet élément peut être affecté par du métasomatisme lors de la diagenèse (Harnois, 1988; Maynard, 1992) : le CIA-K, ou indice chimique de lessivage, a ainsi été formulé.

Par la suite, d'autres indices d'altération ont été développés, comme le proxy chimique d'altération (CPA) servant à caractériser la dégradation des plagioclases (Cullers, 2000), qui est une version encore simplifiée du CIA-K duquel le calcium est retiré, et le CALMAG, similaire au CIA-K mais avec remplacement du Na_2O par MgO permettant de caractériser l'altération des Vertisols (Nordt & Driese, 2010).

Quelques indices diffèrent tout de même du CIA, comme les indices de lessivage des granites WI-1 et WI-2 (Darmody et al., 2005) qui font intervenir les teneurs de silicium et de calcium divisées par celle du fer, du titane et de l'aluminium pour le second, ou encore le PWI (Indice de lessivage des paléosols), version modifiée d'un indice proposé par Parker (1970) pour les roches silicatées, adaptée aux sols riches en argiles formés sous couvert forestier. Ce dernier associe les teneurs des 4 cations basiques à leurs forces de liaison (Gallagher & Sheldon, 2013), celle-ci conditionnant la sensibilité des molécules à l'altération.

• CIA	$100 \times \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O})$	(Nesbitt et Young, 1982)
• CIA-K (ou CIW)	$100 \times \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O})$	(Harnois, 1988; Maynard, 1992)
• CPA	$100 \times \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Na}_2\text{O})$	(Cullers, 2000)
• CALMAG	$100 \times \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{MgO})$	(Nordt et Driese, 2010)
• WI-1	$(\text{SiO}_2 + \text{CaO}) / (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2)$	(Darmody et al., 2005)
• WI-2	$(\text{SiO}_2 + \text{CaO}) / (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3)$	(Darmody et al., 2005)
• PWI	$100 \times (4,20 \text{ Na}_2\text{O} + 1,66 \text{ MgO} + 5,54 \text{ K}_2\text{O} + 2,05 \text{ CaO})$	(Gallagher et Sheldon, 2013)

Tableau 1-6. Principaux indices chimiques d'altération et de lessivage.

▪ **Climofonctions basées sur la géochimie des éléments majeurs :**

Parce que, comme nous l'avons vu plus tôt, l'altération pédogénétique est fortement influencée par les conditions climatiques, **plusieurs auteurs ont développé des climofonctions basées sur certains de ces indices à partir de l'étude de sols actuels afin de les appliquer aux paléosols et aux reconstitutions paléoclimatiques.**

➤ **Reconstitution des précipitations annuelles moyennes :**

- Les premières climofonctions sont proposées par Sheldon et collaborateurs (2002), à partir de données géochimiques et pédologiques de 126 sols actuels nord américains principalement développés sur des roches endogènes (basaltes et granites) recueillies par Marbut (1935) :

$$[1] \quad \text{MAP (mm/an)} = 221 \exp^{0,0197 \times (\text{CIA-K})} \quad (r^2 = 0,72, \text{ S.E.} = \pm 181 \text{ mm/an})$$

$$\text{ou MAP (mm/an)} = 14,265 \text{ CIA-K} - 37,632 \quad (r^2 = 0,73)$$

$$[2] \quad \text{MAP (mm/an)} = -259,3 \ln (\Sigma \text{ bases}/\text{Al}_2\text{O}_3) + 759 \quad (r^2 = 0,66, \text{ S.E.} = \pm 235 \text{ mm/an})$$

Ces climofonctions sont établies **sur la composition des horizons de subsurface Bw (différencié de l'horizon C par sa couleur, illuviation faible) ou Bt (illuviation d'argiles)**, considérés pour être les meilleurs témoins des processus d'équilibre et peu influencés par les processus cinétiques grâce à un temps de formation important qui réduit l'impact des événements climatiques à court terme.

- La première relation [1] existe sous forme exponentielle ou linéaire, elle intègre le CIA-K de Maynard (1992).

- La seconde équation [2] utilise le ratio bases/aluminium.

Ces deux fonctions ne sont pas applicables à des profils d'altération se développant ou s'étant développés avec une saturation en eau, sur des dunes, des falaises ou dans des régions montagneuses, ou encore aux latérites du fait des possibles modifications structurales, des apports éoliens, dûs au runoff, ou gravitaires, ou d'une altération trop importante, respectivement. Leur utilisation sur des paléosols avec des minéraux carbonatés ou évaporitiques proches de la surface est également à proscrire. **Prochnow et collaborateurs (2006) confirment qu'elles ne peuvent être utilisées sur des paléosols présentant des nodules carbonatés ou plus de 5 % de CaCO₃, car cela conduit à une sous-estimation systématique des MAP.**

Enfin, si la robustesse de la première climofonction a été confirmée par des comparaisons avec les données basées sur les études paléobotaniques dans le Cénozoïque (Sheldon et al., 2002; Hamer et al., 2007a; Hamer et al., 2007b; Retallack, 2007; Sheldon, 2009; Sheldon et al., 2009), la seconde équation reste moins utilisée à cause de sa plus faible précision (Sheldon & Tabor, 2009).

Si ces premières équations peuvent s'appliquer à plusieurs types de paléosols, les auteurs proposent également **une équation spécifique aux sols de prairies riches en MO et se développant sur des matériaux parentaux riches en bases** [3]. A noter que ce type de sol est lié à l'apparition des herbacées et ne se retrouve dans les séries sédimentaires qu'à partir du Cénozoïque. L'équation est la suivante :

$$[3] \quad \text{MAP (mm/an)} = -130,93 \text{ CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 + 467,4 \quad (r^2 = 0,59)$$

Cette climofonction fait intervenir le ratio CaCO₃/Al₂O₃, les auteurs se basant sur un lessivage du Ca dominant dans ces sols en zone humide alors que l'accumulation (dont la source principale est les poussières éoliennes) et la lixiviation jouent un rôle plus important en zones arides.

Enfin, Nordt & Driese (2010) constatent que l'équation [1] de Sheldon et collaborateurs (2002) a souvent été appliquée à des paléo-Vertisols, riches en argiles héritées et fréquents dans les strates alluviales. Cependant, ils remarquent une sous-estimation systématique des MAP à partir de l'étude

de 14 **Vertisols** actuels du Texas, et proposent alors une climofonction spécifique à ce type de sols [4], basée sur le CALMAG :

$$[4] \quad \text{MAP (mm/an)} = 22,69 \times \text{CALMAG} - 435,8 \quad (r^2 = 0,90, \text{S.E.} = \pm 108 \text{ mm/an})$$

Cette fonction serait aussi applicable à des paléosols plus riches en carbonate de calcium, et s'est avérée plus en accord que l'équation [1] avec les observations de terrain concernant le régime d'humidité de ces paléosols lors d'une application au Paléogène de Fort Union et de la Willwood Formation (USA) (Adams et al., 2011).

➤ **Reconstitution des températures annuelles moyennes :**

- De même que pour les MAP, Sheldon et collaborateurs (2002) ont **proposé plusieurs fonctions pour estimer les températures annuelles moyennes à partir de ratios de teneurs d'éléments majeurs** composant les profils pédologiques :

$$[5] \quad \text{MAT (°C)} = -18,5 [(K_2O+Na_2O)/Al_2O_3] + 17,3 \quad (r^2 = 0,37, \text{S.E.} = \pm 4,4 \text{ °C})$$

$$[6] \quad \text{MAT (°C)} = 46,9 (Al_2O_3/SiO_2) + 4 \quad (r^2 = 0,96, \text{S.E.} = \pm 0,6 \text{ °C})$$

La première [5] se base sur le ratio de salinisation, toujours de l'horizon Bw ou Bt, car les sols de milieux chauds et désertiques présentent fréquemment des accumulations importantes de sels solubles. Elle n'est pas applicable à des paléosols avec des temps de formation importants (> 100 Ka) ou d'environnements marécageux, montagneux ou tropicaux pour les raisons évoquées précédemment.

La **seconde formule** [6] est basée sur le ratio caractérisant l'argilosité de l'horizon B, et est **spécifique aux (paléo-)Protosols**, aux profils peu matures.

- Récemment, une **nouvelle climofonction** [7] a été créée pour estimer les températures annuelles moyennes **à partir des sols forestiers** par Gallagher & Sheldon (2013). Elle s'appuie sur le PWI détaillé précédemment :

$$[7] \quad \text{MAT (°C)} = -2,74 \ln \text{PWI} + 21,39 \quad (r^2 = 0,50, \text{S.E.} = \pm 2,3 \text{ °C})$$

Pour établir cette fonction, les auteurs ont utilisé les données pédologiques et géochimiques de 118 sols nord américains compilées par Marbut (1935), Rasmussen & Tabor (2007), ainsi que les données des Vertisols étudiés par Nordt et Driese (2010).

Ce modèle concerne les **Argillisols et Protosols de la classification des paléosols** de Mack et al., (1993). De plus, seuls des échantillons ayant préalablement subi une décarbonatation peuvent être utilisés.

Pour résumer, la reconnaissance in situ d'accumulation pédogénétique de carbonate de calcium au sein d'un paléosol donne déjà une précieuse information sur le paléoclimat, du fait de la nécessité d'un climat avec un contraste saisonnier marqué en termes de taux d'évaporation/précipitations pour le développement de cette caractéristique. De plus, l'épaisseur et la profondeur de l'horizon carbonaté, qu'il suffit de relever in situ, ont été reliées à la saisonnalité des précipitations et aux précipitations moyennes annuelles, respectivement, qui sont alors quantifiables.

Les approches sédimentologiques de terrain permettent d'appréhender le contexte paléoenvironnemental en observant les relations entre les profils pédologiques et les dépôts sédimentaires sous- et sus-jacent, les variations latérales de faciès et en étudiant en détail l'évolution verticale et latérale de ces paléosols.

Ensuite, différentes méthodes analytiques permettent d'estimer les paramètres paléoclimatiques comme la diffractométrie RX qui permet la reconnaissance des minéraux argileux, et donc la qualification des paléotempératures et du régime d'humidité, et la géochimie isotopique qui permet de reconstituer le type de végétation s'étant développé sur ces paléosols grâce au $\delta^{13}\text{C}$ ou le type d'environnement par des diagrammes croisés $\delta^{13}\text{C}$ - $\delta^{18}\text{O}$. Si des liens sont avérés entre le $\delta^{18}\text{O}$ des nodules pédogénétiques et les températures, les modèles proposés doivent encore être améliorés pour éviter les biais liés à l'évaporation qui n'est pas encore prise en compte. L'étude des isotopes associés apparaît très prometteuse pour reconstituer les paléotempératures, cette nouvelle méthode et les techniques employées restant néanmoins en phase de développement.

Enfin, les teneurs et distributions des éléments majeurs au sein des profils paléopédologiques sont intimement liées aux MAT et MAP, comme le montrent les différentes climofonctions proposées dans la littérature. Toutefois, il est essentiel d'adapter ces fonctions au type de paléosol analysé, leur mode de développement influençant fortement leur profil géochimique. Or, aucun modèle n'a été développé à partir de sols présentant des carbonates de calcium pédogénétiques et ne semble pouvoir s'appliquer à ces objets, et des climofonctions supplémentaires apparaissent donc nécessaires.

Chapitre 2

Cadre paléogéographique, tectonique, et passage en revue des données paléoclimatiques existantes pour l'Europe occidentale entre la fin de l'Oligocène et le Miocène inférieur

Cette seconde partie expose dans un premier temps le cadre paléogéographique et le contexte tectono-sédimentaire dans lesquels se sont formés les paléosols des bassins de Digne-Valensole et de Loranca. Dans un second temps, les résultats obtenus des précédentes études paléoclimatiques, principalement basées sur les restes paléontologiques, sont passés en revue. L'accent est mis sur l'intervalle Oligocène supérieur – Miocène inférieur considéré lors de cette étude. Celles-ci seront par la suite confrontées aux reconstitutions proposées à partir de l'étude des paléosols afin de discuter de ces résultats.

2.1 Contexte de l'étude

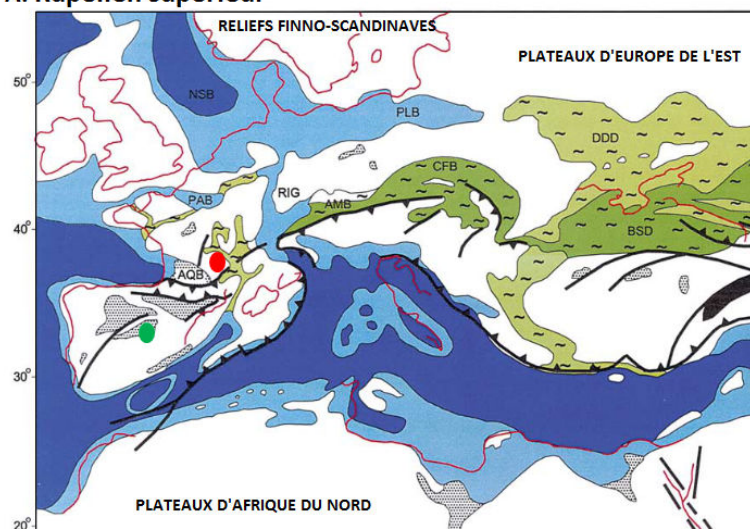
Au cours du Cénozoïque, le domaine européen actuel est affecté par des changements géographiques majeurs liés notamment à la fermeture de la Téthys, à l'ouverture de l'Atlantique et aux orogènes alpine et pyrénéenne.

2.1.1 Cadre paléogéographique

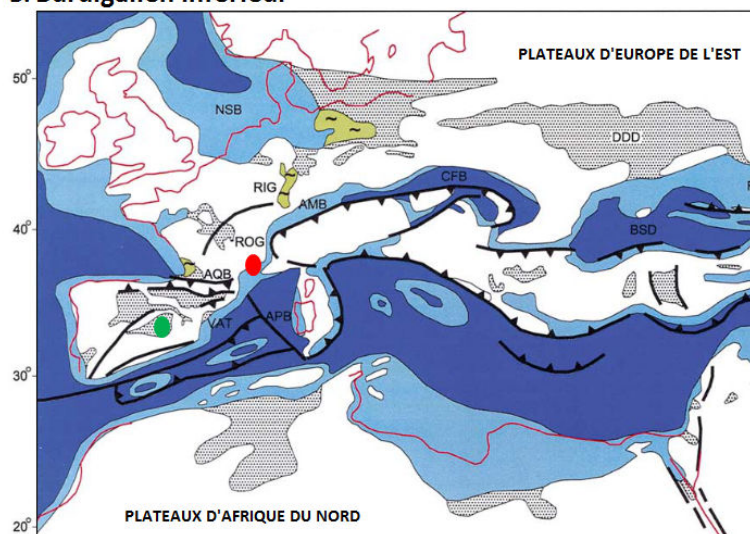
A l'Oligocène et au Miocène, l'Europe occidentale et septentrionale est affectée par un retrait des systèmes marins permettant le développement de bassins continentaux (Meulenkamp & Sissingh, 2003) (**Figure 2-1**).

La France correspond, à la fin de l'Oligocène, à un large domaine de transition marin/continental morcelé par plusieurs bras de mer reliant les eaux téthysiennes aux eaux boréales, qui sont plus réduits au Miocène inférieur. Deux grands bassins continentaux se développent en Aquitaine-Pyrénées et en Provence, à l'avant de la chaîne alpine qui se forme.

A. Rupélien supérieur



B. Burdigalien inférieur



- Bassins continentaux
- Plateforme continentale
- Bassins marins
- Salinités variables
- Continents
- Zones volcaniques
- Bassin de Digne-Valensole
- Bassin de Loranca
- AMB Bassin Molassique Alpin
- APB Bassin Algéro-Provençal
- AQB Bassin Aquitain
- BSD Dépression de la Mer Noire
- CFB Bassin d'avant-pays Carpathes
- DDD Dépression Dnepr-Donetz
- NSB Bassin de la Mer du Nord
- PAB Bassin Parisien
- RIG Graben du Rhin
- ROG Graben du Rhône
- VAT Cuvette de Valencia

Figure 2-1. Cartes paléogéographiques schématisiques de la Péri-Téthys au Rupélien supérieur (A) et au Burdigalien inférieur (B) (d'après Meulenkamp & Sissingh, 2003). Les limites actuelles des continents sont représentées par des lignes rouges. Les paléolatitudes sont indiquées sur le bord gauche des cartes.

La péninsule ibérique, quant à elle, est totalement émergée et trois grands bassins s'y développent : les bassins de L'Ebre et de Duero au Nord et le bassin de Madrid au centre.

Le Nord de l'Europe, bien que principalement constitué de plateformes marines, enregistre tout de même la formation de systèmes continentaux. En Allemagne, plusieurs bassins liés au fossé rhénan ou à la zone nord d'avant-pays des Alpes se remplissent ainsi de séries lacustres à molassiques.

2.1.2 Contexte tectono-sédimentaire

Les deux bassins dans lesquels les paléosols sont étudiés sont liés à la tectonique compressive associée à l'orogénèse alpine. Dans les paragraphes suivants sont présentés les principaux éléments structuraux qui les caractérisent, leur mise en place, ainsi que leur remplissage sédimentaire.

2.1.2.1 Le bassin de Digne-Valensole

Le bassin de Digne-Valensole se situe dans la partie orientale du bassin du Sud-Est, dans les chaînes subalpines (Demarcq & Perriaux, 1984 ; Ford et al., 1999). Il s'étend sur environ 1500 km² entre la faille de la Durance à l'Ouest, les Chaînes Provençales au Sud, et le front de chevauchement de la nappe de Digne au Nord et à l'Est (**Figure 2-2**). Il s'inscrit dans une succession globalement Est-Ouest de bassins d'avant-pays dont l'évolution est liée à l'orogénèse alpine et au front de déformation qui l'accompagne (Eliott et al., 1985 ; Sissingh, 1997 ; Sinclair, 1997 ; Lickorish & Ford, 1998 ; Ford et al., 1999).

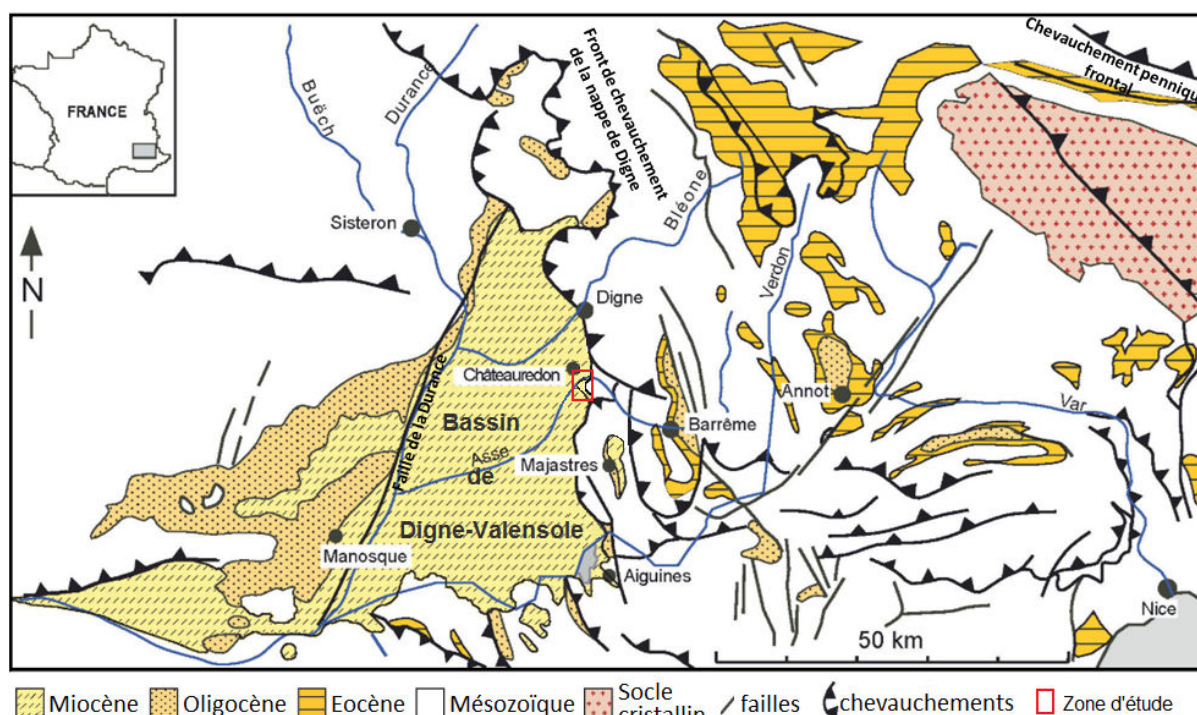


Figure 2-2. Localisation du bassin de Digne-Valensole et des sections étudiées sur la carte géologique du Sud-est de la France (modifié d'après Cojan et al., 2013).

Les premiers remplissages de ce bassin sont d'âge Oligocène, et se situent principalement au niveau des bordures orientales et occidentales. Ces dépôts constituent la "**molasse rouge**", et correspondent à des systèmes de **cônes alluviaux** (conglomérats, marnes rouges) évoluant vers des systèmes fluviaux (grès et marnes rouges) (Haccard et al., 1989). Cette sédimentation est permise par une tectonique extensive (rifting ouest-téthysien) créant des fossés d'effondrement d'ampleur plus ou moins importante. L'absence de sédiments oligocènes au centre du bassin de Digne-Valensole et la présence d'un paléorelief mésozoïque (brèches retrouvées dans le bassin de Frolquier) suggéreraient une position en horst de cette zone à cette époque (Gigot et al., 1975) (**Figure 2-3**).

La **compression alpine** qui se produit au **Miocène** induit la formation de grands plissements orientés Nord-Sud. C'est dans ce contexte que le bassin de Digne-Valensole prend réellement forme et que se dépose la "**molasse grise**" (Haccard et al., 1989). Des variations latérales de faciès importantes sont observées, notamment sur la bordure orientale de ce bassin, qui présente des dépôts fluvio-lacustres à marins peu profonds (**Figure 2-4**).

S'ensuit le dépôt de la "**molasse marine**", dominée par les faciès tidaux dans un cycle général transgressif-régressif (Davies, 1988 ; Tessier, 1990 ; Crumeyrolle et al., 1991 ; Couëffé, 2003). La faille de la Durance, qui jouait en faille normale à l'Oligocène devient inverse et constitue alors la bordure orientale de ce bassin (Roure et al., 1992).

La phase compressive du Néogène se poursuit au cours du **Miocène supérieur-Pléistocène**, amenant un **retour à des dépôts alluviaux** constituant la "**molasse jaune**" (Haccard et al., 1989). Ceux-ci sont compris dans l'ensemble dit des "conglomérats de Valensole", et sont les témoins du comblement final du bassin (Mercier, 1978 ; Clauzon, 1979).

Le chevauchement de la nappe de Digne aujourd'hui aisément reconnaissable dans le paysage apparaît relativement récent dans cette histoire. Certains auteurs l'attribuent au Miocène supérieur (Gidon & Pairs, 1988), d'autres le placent au cours du Pliocène voire du Quaternaire (Gigot et al., 1974 ; Graciansky et al., 1982).

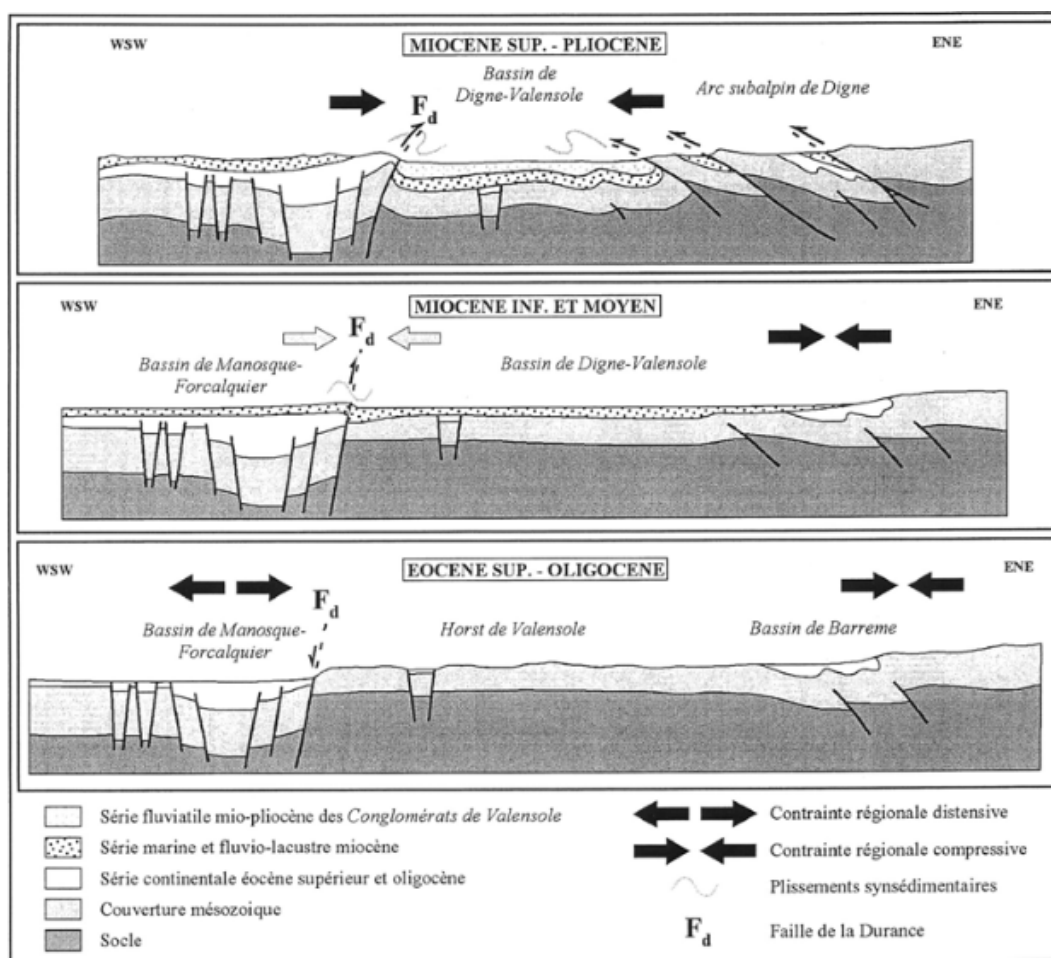


Figure 2-3. Evolution géodynamique du bassin de Digne-Valensole au cours du Cénozoïque (modifié d'après Gigot et al., 1975).

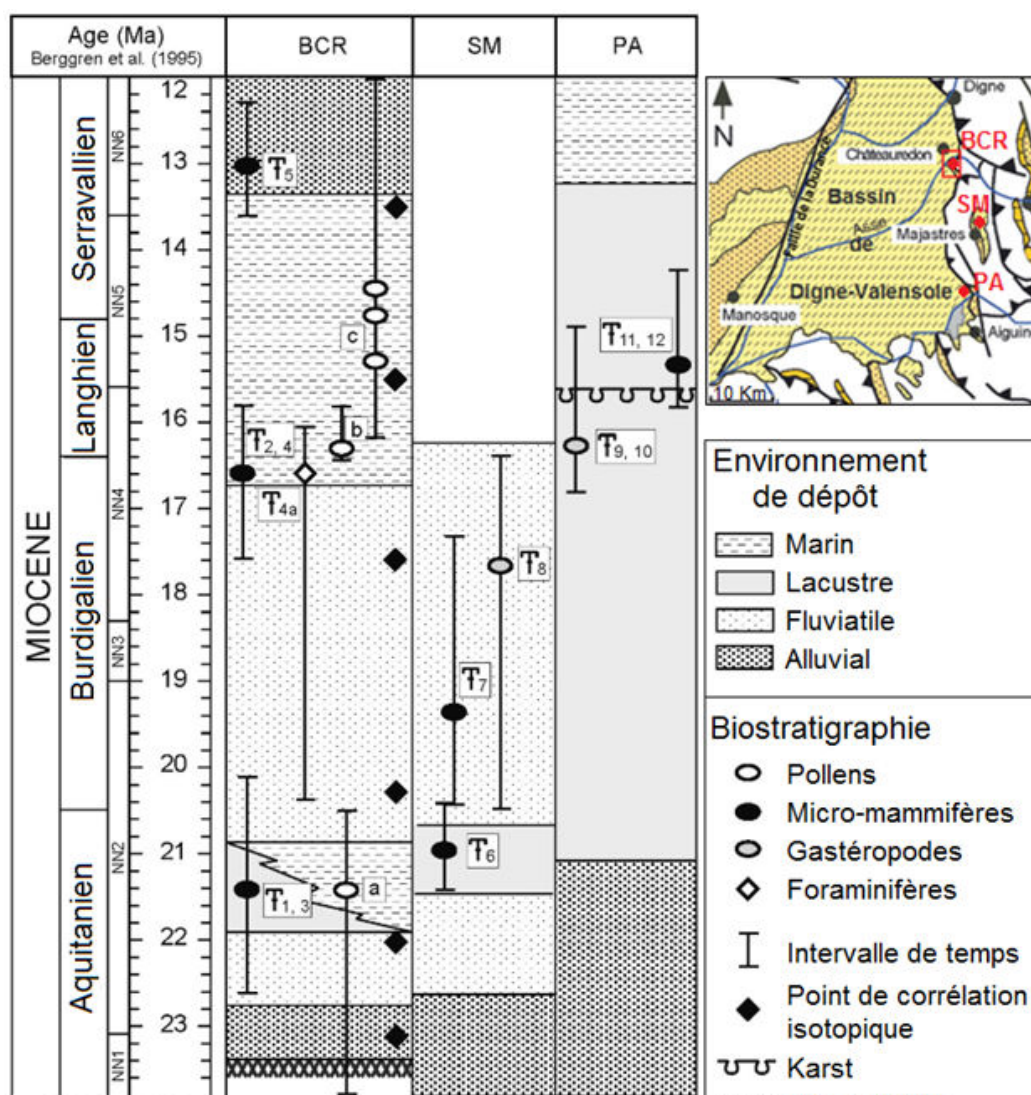


Figure 2-4. Cadre chronostratigraphique et environnements de dépôts de l'Est du bassin de Digne-Valensole à travers les coupes de Beynes-Châteauredon (BCR), du Saule Mort (SM) et de Pont d'Aiguines (PA) (d'après Cojan et al., 2013). Les niveaux à micro-mammifères, gastéropodes et foraminifères sont notés T et sont détaillés dans les travaux de Gigot et al., 1976 ; Graciansky et al., 1982 (T1, T2, T8) ; Thome et al., 1989 (T3) ; Lalaï, 1986 (T4, T5) ; Mein, 1990 (T6, T7) ; Aguilar et al., 1999 (T5, T12). Les niveaux à pollens sont représentés par des lettres minuscules et sont décrits dans les travaux de Bialkowski et al., 2006 (a, c) et Châteauneuf et al., 2006 (b).

Notre étude se porte essentiellement sur la **série de Beynes-Châteauredon**, situé à l'Est de ce bassin, au front de chevauchement de la nappe de Digne (BCR, **Figure 2-4**). De nombreux paléosols y ont été recensés lors d'études antérieures (Graciansky et al., 1982 ; Lopez et al., 2000 ; Bialkowski, 2002 ; Bauer, 2006 ; Bialkowski et al., 2006 ; Cojan et al., 2013), et le recouvrement de la série n'aurait pas excéder quelques centaines de mètres (Deconinck, 1984). **Les dépôts couvrent une période allant de l'Aquitainien jusqu'au Serravallien** selon des études biostratigraphiques (Gigot et al., 1976 ; Graciansky et al., 1982 ; Lalaï, 1986 ; Thome et al., 1989 ; Mein, 1990 ; Aguilar et al., 1999 ; Bialkowski et al., 2006 ; Châteauneuf et al., 2006), et sont **observables de façon quasi continue sur près de 4 km latéralement** (Bauer, 2006). Le plissement d'axe NO-SE qui les affecte induit un **fort pendage** des couches, de l'ordre de 70-80° vers l'Ouest pour la partie occidentale (Beynes) et de 45-55° vers le Nord pour la partie septentrionale. Cette disposition permet une étude détaillée de l'évolution latérale et verticale des dépôts sédimentaires et des paléoaaltérations.

2.1.2.2 Le bassin de Loranca

Le bassin de Loranca est un **bassin endoréique** situé dans la région centre espagnole présentant un **allongement Nord-Sud**, **délimité à l'Est par la Chaîne Ibérique** et **séparé du bassin de Madrid à l'Ouest par la Sierra Altomira** (Figure 2-5). Son **remplissage sédimentaire débute à la fin de l'Eocène** et se poursuit **jusqu'au Miocène terminal**.

Son histoire est marquée par une tectonique synsédimentaire compressive liée à la collision entre les plaques ibérique et européenne, qui débute au Nord de la péninsule avant de se propager en son centre (Gómez-Fernandez et al., 1996 ; Martinus, 2000). Lors de cette phase de déformation liée au cycle alpin, ce bassin évolue en un bassin de *thrust-sheet* (Alvaro et al., 1979 ; Sopena et al., 1988 ; Muñoz et al., 1992 ; Martinus, 2000). La contrainte compressive continue est à l'origine de plis failles déversés vers l'Est et d'un front de chevauchement non visible en surface, induisant une série de failles parallèles au plan de sédimentation, contribuant à la formation de la Chaîne Ibérique. Le bassin de Loranca se développe sur le pli-faille le plus occidental et se remplit alors par des sédiments en provenance des deux reliefs constituant ses bordures Est et Ouest (Gómez-Fernandez et al., 1996). Un épisode de subsidence a ensuite lieu à la transition Oligocène-Miocène, entraînant la mise en place des systèmes fluviaux et alluviaux qui vont nous intéresser (Alvaro, 1986). A noter qu'un changement du sens de compression SO-NE à OSO-ENE se produit entre l'Oligocène supérieur et le Miocène inférieur, entraînant des discontinuités principalement localisées à l'Est du bassin (Díaz-Molina et al., 1989).

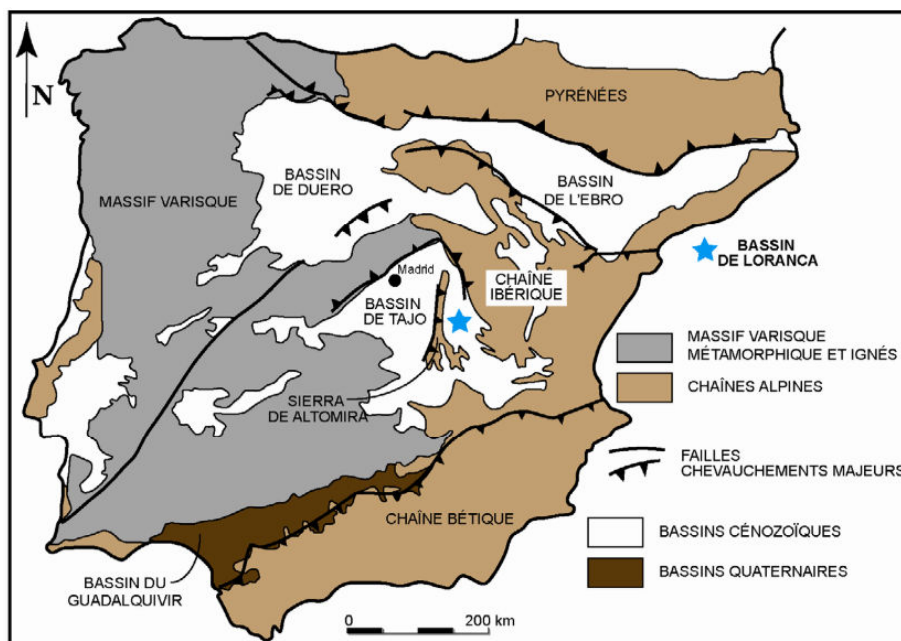


Figure 2-5. Carte géologique synthétique de la péninsule ibérique (d'après Garotte et al., 2008). Sont figurés les principales chaînes orogéniques et les principaux bassins cénozoïques, dont le bassin de Loranca.

Cinq grandes unités sont distinguées dans le remplissage du bassin de Loranca à partir de leurs attributions stratigraphiques et des discontinuités tectoniques qui les séparent (Gómez-Fernandez et al., 1996) (**Figure 2-6**). Celles-ci ont été datées biostratigraphiquement grâce aux nombreux niveaux à micro-mammifères découverts dans la région (Daams et al., 1996a) :

- **L'Unité I** ou Unité détritique inférieure comporte des dépôts éocènes à oligocènes supérieurs. Il s'agit de conglomérats, de grès, de silts et argiles, de calcaires et de gypses interprétés comme des faciès de système fluvial au faible taux de sédimentation.
- **L'Unité II** ou Unité détritique supérieure est épaisse d'environ 900 m et est constituée des dépôts des systèmes fluviaux de Tórtola et Villalba de la Sierra. Ceux-ci recouvrent en onlap l'unité précédente et se mettent en place entre l'Oligocène supérieur et le Miocène inférieur. Cette unité est elle-même divisée en trois sous-ensembles, représentant trois stades d'une évolution caractérisée par

des changements d'environnements de dépôts liés à des contextes tectoniques spécifiques (**Figure 2-7**). Le premier épisode (A), entre le Chattien supérieur et Aquitanien inférieur, correspond à l'envahissement du bassin par les systèmes fluviaux de Tórtola et de Villalba de la Sierra. La partie Sud du bassin est alors isolée par une barrière formée par une série de plis NO-SE et est caractérisée par des dépôts de plaine ou de playa. Le second stade (B) voit l'abandon progressif des systèmes fluviaux lié à l'extension de la déformation plicative et un développement des cônes alluviaux sur les bordures orientales et occidentales du bassin. La partie distale des systèmes est marquée par un développement des zones humides aujourd'hui caractérisées par des faciès carbonatés et évaporitiques. La dernière phase (C) correspond au remplissage des dépressions par un système lacustre dans lequel se déverse le système alluvial dont l'extension s'est réduit, dans une période de diminution de l'activité tectonique.

- L'**Unité III** est caractérisée par la mise en place d'un nouveau système fluvial daté du Miocène inférieur (Valdeganga), alimenté par la Chaîne Ibérique qui subit une nouvelle surrection.

- L'**Unité IV** est composée de dépôts carbonatés lacustres recouvrant l'ensemble du bassin et datés entre le Burdigalien supérieur et le Serravallien (Aragonien).

- L'**Unité V** datée du Tortonien supérieur-Messinien termine le remplissage du bassin de Loranca avec des dépôts fluvio-lacustres.

Par la suite, un recouvrement de 200 m au maximum seulement affecte ces unités (Díaz-Molina, 1974 ; García-Abbad, 1975 ; Gómez-Fernandez et al., 1996).

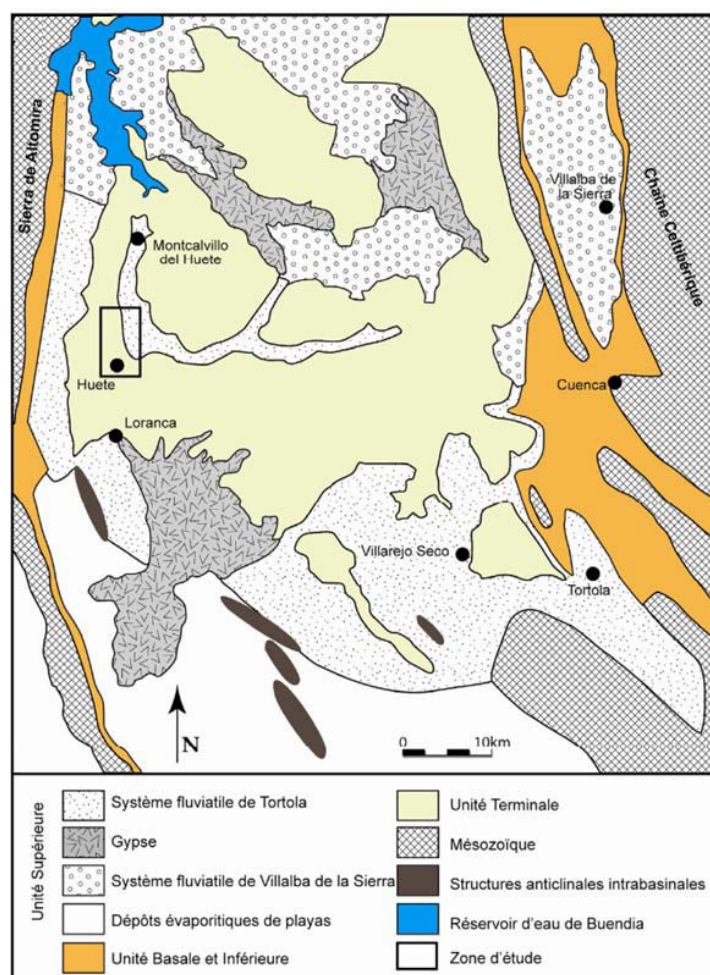


Figure 2-6. Carte géologique synthétique de la partie méridionale du bassin de Loranca (d'après Martinius, 2000), l'encadré représentant la zone étudiée.

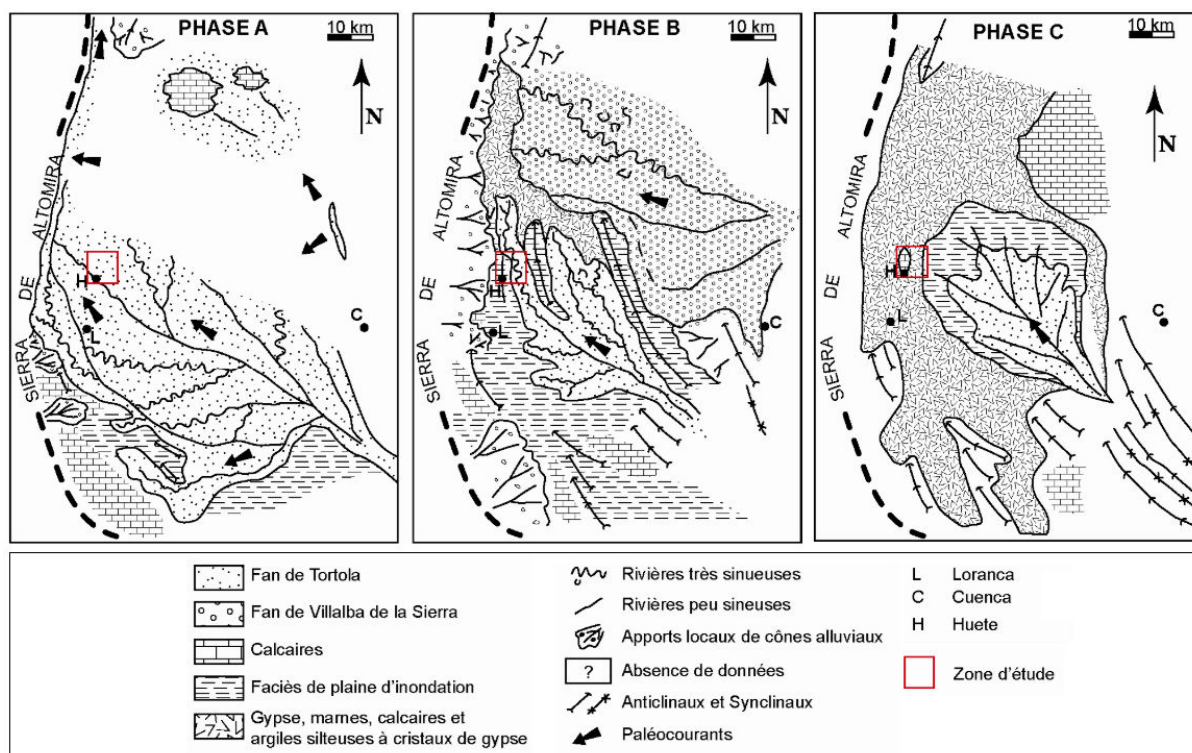


Figure 2-7. Carte paléogéographique représentant l'évolution des systèmes de Tórtola et de Villalba de la Sierra au cours de l'intervalle stratigraphique représenté par l'Unité II (d'après Daams et al., 1996a).

Pour notre étude, nous nous concentrons sur les dépôts du fan de Tórtola, correspondant aux stades A et B de l'Unité détritique supérieure (II) décrits précédemment, qui apparaissent relativement contemporains de la série étudiée dans le bassin de Digne-Valensole. La région de Huete est sélectionnée du fait des bonnes conditions d'affleurement et car des paléosols carbonatés ont été décrits par plusieurs auteurs (Arribas Mocoroa et al., 1995 ; Daams et al., 1996a ; Martinius et al., 2000 ; Cojan et al., 2008 ; Held, 2011).

2.2 Contexte paléoclimatique : état de l'art

Dans cette seconde partie sont présentées les reconstitutions paléoclimatiques établies sur l'intervalle Chattien-Burdigalien. Dans un premier temps, les événements globaux sont abordés, avant de s'intéresser à l'Europe occidentale. La plupart des données proviennent de l'étude des restes paléontologiques préservés dans les séries sédimentaires marines ou continentales, elles sont toutefois complétées par une étude géochimique réalisée sur des paléosols d'Espagne.

2.2.1 Evènements globaux

L'étude de l'évolution de la **composition isotopique** de l'oxygène du **CaCO₃ des tests de foraminifères benthiques**, liée à la composition isotopique de l'eau de mer profonde et non influencée par le brassage de surface, permet de mettre en évidence des variations de température de l'eau, de salinité et des changements du volume global des glaces (Miller & Fairbanks, 1985). L'analyse de nombreux sondages ODP/DSDP réalisés dans différents océans du monde et à des latitudes variées révèle plusieurs événements d'ampleur globale au cours du Cénozoïque (Wright & Miller, 1990 ; Miller et al., 1991 ; Zachos et al., 2001 ; Miller et al., 2005), présentés ci-après selon l'échelle stratigraphique de Berggren et collaborateurs (1995) (**Figure 2-8**) :

- Après l'Eocène caractérisé comme une période plutôt chaude, sans glace aux pôles et des calottes se développant uniquement pendant de courts intervalles liés à des pics d'insolation, deux excursions positives de $\delta^{18}\text{O}$ (Oi-1 et Oi-2), débutant à 34 et 31 Ma, de l'ordre de 0,3 et 0,2 ‰ et durant respectivement 1 et 4 Ma, sont identifiées à l'**Oligocène**. A noter que la baisse de température associée ne peut être quantifiée du fait de la présence de glaces océaniques (Zachos, 2001). Ces événements marquent un **refroidissement accompagné de la formation d'une calotte glaciaire permanente au pôle Sud**, représentant jusqu'à plus de 50% du volume de glace actuel.

- Cette calotte Antarctique reste bien développée jusqu'à une phase de **réchauffement située à la fin de l'Oligocène**. Celle-ci débute aux alentours de **26 Ma** et est marquée par une diminution de $\delta^{18}\text{O}$ de 1,8 ‰ environ, à laquelle est associée une **réduction de l'extension de la calotte**.

Malheureusement, ce réchauffement qui a lieu au cours du Chattien ne peut être quantifié à partir de cette méthode, ceci étant possible qu'avec un océan totalement libre de glace (donc avant - 35 Ma) (Zachos et al., 2001).

- Une autre excursion positive de $\delta^{18}\text{O}$, de l'ordre de 0,15 ‰ et relativement brève avec une durée d'environ 200 Ka, marque une **nouvelle phase de refroidissement**. Cet événement, daté à **23,7-23,8 Ma**, coïncide avec la première occurrence de l'espèce *Globorotalia kugleri* dans plusieurs sondages, marquant la **limite Oligocène-Miocène** (Miller et al., 1991). Il s'agit du **Mi-1**, première et plus importante glaciation d'une série de 6 à 7 événements selon Miller et collaborateurs (1991) et Woodruff & Savin (1991) (les "Mi-events") qui affectent les océans et continents du Miocène. Les premiers (Mi-1 à Mi-1b) coïncident généralement avec un refroidissement de l'océan de l'ordre de 1 °C selon les estimations réalisées à partir des couples Mg/Ca et $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ (Billups & Schrag, 2002).

- Cette période relativement chaude mais ponctuée par ces glaciations se poursuit jusqu'à l'**optimum climatique du Miocène moyen** (MMCO), qui a lieu entre 17 à 15 Ma. Durant celle-ci, les estimations du volume des glaces basées sur la transposition du $\delta^{18}\text{O}$ en hauteur du niveau marin, donnent des valeurs comprises entre 50 et 125 % du volume actuel de la calotte glaciaire Est-Antarctique (Pekar & DeConto, 2006), et montrent des variations d'une durée parfois inférieure à 100 ka, ce qui témoigne de la dynamique de la calotte glaciaire Antarctique à cette période.

- Par la suite, le **MMCO est suivi par une phase de refroidissement** marquée par une augmentation d'environ 3 ‰ du $\delta^{18}\text{O}$ et toujours affectée par de brèves glaciations. Cette baisse des températures contribue au rétablissement de la calotte glaciaire Antarctique, ainsi qu'à l'installation des calottes glaciaires dans l'hémisphère Nord à la transition entre le Miocène supérieur et le Pliocène (Zachos et al., 2001).

Concernant les **moteurs de ces glaciations**, plusieurs hypothèses sont avancées et peuvent être complémentaires. Des **modifications des schémas de circulation atmosphérique et de répartition de l'humidité de l'atmosphère** sont proposées d'après l'observation d'une **chute de pCO_2** de 40 ppmV en moyenne lors de ces épisodes froids, le Mi-1 étant caractérisé par une diminution de 130 ppmV (350 à 220) (Pagani et al., 1999 ; DeConto & Pollard, 2003 ; Zachos et al., 2008). Un **forçage tectonique**, amenant le système climatique à un seuil de température initiant une glaciation affectant les transferts océan-atmosphère et le cycle du carbone, amplifiant davantage le refroidissement, est également invoqué pour expliquer le Mi-1 (Zachos et al., 1993 ; Zachos et al., 2001). Enfin, les variations de $\delta^{18}O$ ont des périodicités de l'ordre de 40 Ka, 100 et 400 Ka sont reliées aux oscillations **des paramètres orbitaux** tels l'obliquité et l'excentricité (Naish et al., 2001 ; Zachos et al., 1997 ; Zachos et al., 2001).

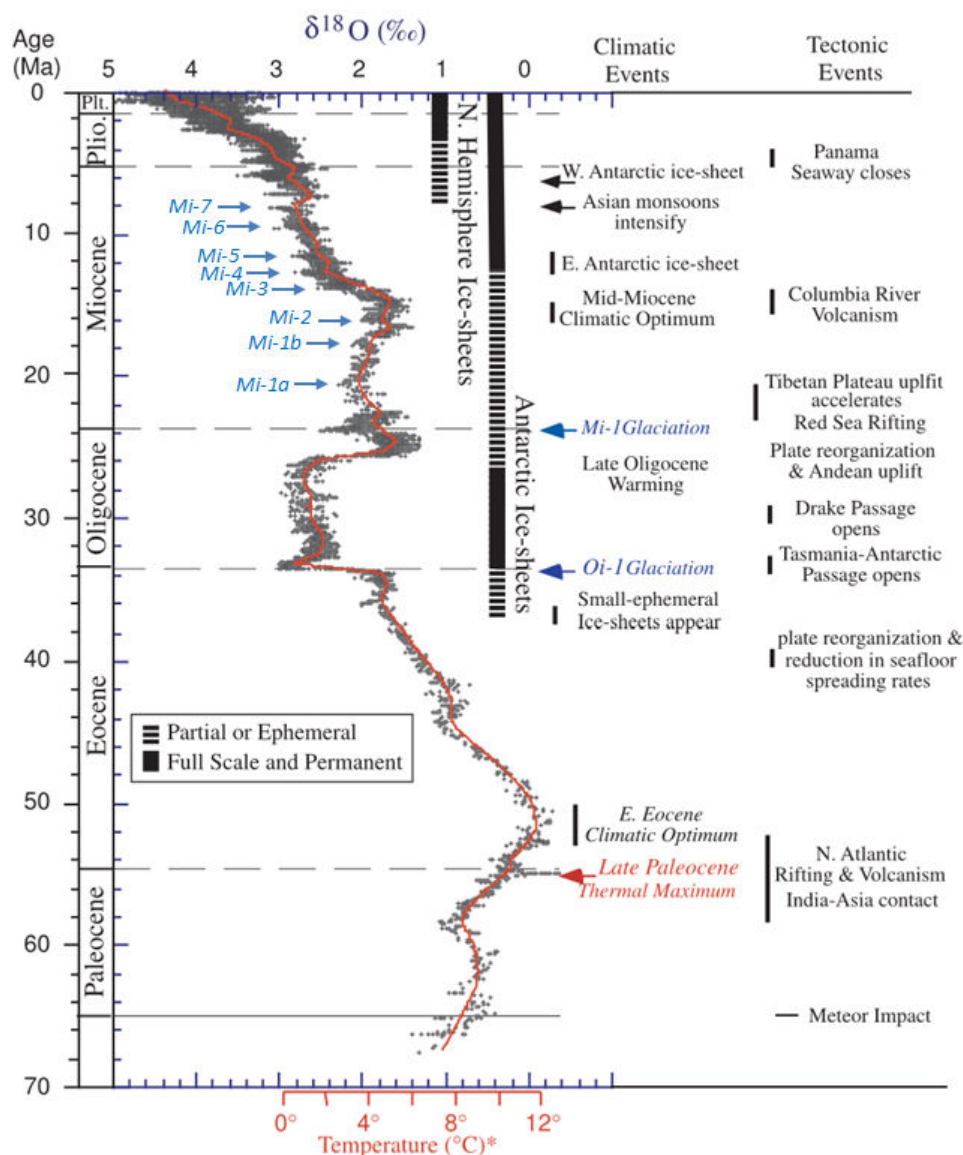


Figure 2-8. Reconstitution de l'évolution du $\delta^{18}O$ des tests de foraminifères benthiques au cours du Cénozoïque et interprétation des événements climatiques globaux (extrait de Zachos et al., 2001). Les Mi-events autres que le Mi-1 sont rajoutés d'après Miller et al., 1991. Les reconstitutions de températures de l'eau s'appliquent uniquement avec un océan sans glace, soit sur la période précédant la fin de l'Eocène. Les données sont présentées selon l'échelle stratigraphique de Berggren et collaborateurs (1995).

2.2.2 Paléoclimat à l'échelle de l'Europe occidentale

De nombreuses études permettant de qualifier ou de quantifier les différents paramètres paléoclimatiques ont été menées dans les séries marines et continentales de l'Oligocène terminal – Miocène inférieur d'Europe occidentale. Ces reconstitutions sont détaillées dans les paragraphes suivants.

2.2.2.1 Données marines

A l'échelle de l'Europe occidentale, des reconstitutions paléoclimatiques sont proposées à partir de l'étude de **coraux scléractinaires** retrouvés dans des séries cénozoïques et dont de nombreux taxons sont encore présents dans la nature actuelle. En effet, la distribution de ces organismes est fortement influencée par la disponibilité en nutriments, l'hydrodynamisme, la lumière, la salinité, le taux de sédimentation mais aussi la température de l'eau (Wells, 1955). Plusieurs études ont montré une diminution de la diversité générique corallienne avec la réduction de température vers les hautes latitudes (Stehli et Wells, 1971 ; Veron, 1995).

S'appuyant sur ces observations et le principe d'actualisme, Cahuzac & Chaix (1993, 1996) proposent un **climat tropical** pour la fin de l'Oligocène et le Miocène inférieur du **bassin Aquitain**. Ceci est également soutenu par la présence de grands foraminifères tropicaux, mais aussi de mollusques, d'oursins et d'une ichtyofaune mégatherme (Lauriat-Rage et al., 1993). Une **diminution de la taille des récifs et de la diversité générique, passant de 75 à 31 genres de scléractinaires à la limite entre le Chattien et l'Aquitainien, est attribuée à une diminution de température** sans toutefois que les auteurs la quantifient.

Bosellini & Perrin (2008), dans une étude regroupant les données de 102 localités du **pourtour méditerranéen**, utilisent la diversité générique des **coraux zooxanthellés** pour estimer les paléotempératures moyennes annuelles des eaux de surface (SST). A noter que l'incertitude sur cette estimation n'est pas donnée par ces auteurs, car elle varie avec le nombre de genres considérés. Pour le **bassin aquitain**, le **Chattien**, dont la position stratigraphique est définie selon l'échelle stratigraphique de Gradstein et collaborateurs (2004), présente entre 11 et 45 genres de coraux, diversité que les auteurs relient à des températures comprises entre **18,9 et 21,7 °C (Figure 2-9)**. La valeur maximum décroît à l'**Aquitainien** où les 15 à 28 genres permettent d'estimer des SST de l'ordre de **19,3 à 20,1 °C**, et les 24 à 33 genres du **Burdigalien** sont associés à des SST comprises entre **19,7 et 20,3 °C**.

29 genres ont été recensés dans le **Chattien terminal** de la **Côte de Provence** (Côte Bleue, La Nerthe), permettant d'inférer une paléotempérature de l'ordre de **20,1 °C**, et l'**Aquitainien** de **Sardaigne** a livré seulement 6 genres, associés à une température moyenne des eaux de surface de **18 °C**.

Les coraux de ces trois régions permettent donc de confirmer des températures relativement élevées. Si les fossiles préservés en Aquitaine et en Provence témoignent de MAT comparables pour le Chattien, les coraux de Sardaigne révèlent des SST inférieures de plus de 1 °C dans cette région que pour le Sud de la France.

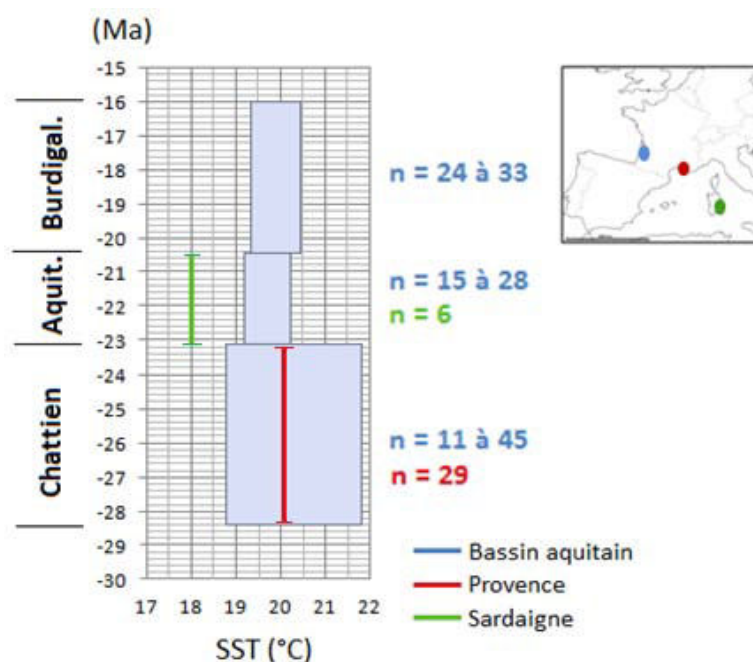


Figure 2-9. Reconstitution des températures moyennes annuelles des eaux de surface entre le Chattien et le Burdigalien d'Europe occidentale d'après l'étude de la diversité générique (n = nombre de genres recensés) des coraux zooxanthellés du bassin aquitain, de Provence et de Sardaigne. La position stratigraphique est attribuée selon l'échelle de Gradstein et collaborateurs (2004).

2.2.2.2 Données continentales

▪ Paléoflores :

L'étude des **macro-flores et pollens** préservés dans les séries continentales a également livré de précieuses informations paléoclimatiques par l'application du principe d'actualisme. Celle-ci consiste à reconstituer les paramètres paléoclimatiques en se basant sur l'identification de végétaux encore représentés dans la nature actuelle et ayant des préférences en termes de température et de volume et saisonnalité de précipitations.

L'approche quantitative des paramètres paléoclimatiques (MAP, MAT, température moyenne du mois le plus froid (CMM) et du mois le plus chaud (WMM)) est également possible grâce à des études de morphologie foliaires (méthodes LMA, CLAMP, ELPA) ou l'approche de coexistence (CA). Cette dernière, plus communément utilisée car applicable à l'ensemble des restes paléobotaniques, a été proposée par Mosbrugger & Utescher (1997) et s'appuie sur les préférences des plus proches parents de la flore fossile autochtone identifiée et sur des associations floristiques pour quantifier ces paramètres paléoclimatiques. De plus, plusieurs auteurs notent une sous-estimation systématique des températures avec les méthodes basées sur la physiologie des feuilles, qu'ils attribuent à des problèmes de calibration et probablement une réponse morphologique légèrement différente aux conditions climatiques entre le début et le milieu du Cénozoïque et l'actuel, et considèrent les résultats de la CA plus réalistes (Utescher et al., 2000 ; Uhl et al., 2007).

- Concernant l'extrémité Sud-Ouest de l'Europe, la flore miocène du **Portugal** a été étudiée dans une trentaine de gisements sous la forme de fragments de bois, de feuilles, de sporomorphes et de graines (Antunes & Pais, 1984 ; Pais, 1986). **A l'Aquitainien prédominent les plantes de climat tropical à subtropical** (Magnolia, Bombax, Sapotaceae, etc.) dans des environnements de plaines et de basses montagnes.

Les miospores récoltées par Pais (1981) dans le bassin de Tagus, à proximité de Lisbonne, ont permis de quantifier par l'approche de coexistence des **MAT de 15,6 à 21,7 °C**, des WMM de 24,7 à 27,9 °C, des CMM de 5 à 13,6 °C, et des **MAP comprises entre 1096 et 1520 mm** (Barrón et al., 2010). La

raréfaction des fougères au **Burdigalien inférieur** est reliée à un climat **moins humide** par Antunes & Pais, 1984 et Pais, 1986. La plus grande proportion d'angiospermes à la **fin du Burdigalien** indique un retour à un climat **chaud et humide**, alors que le **Langhien** est caractérisé par des flores de climat **chaud et sec**. Les miospores de Tagus révèle pour cet âge des **MAT de 15,7 à 16,6 °C**, des WMM de 26,5 à 26,6 °C, des CMM de 5 à 12,5 °C, et des **MAP de 1122 à 1355 mm**, soit des conditions plus fraîches qu'à l'Aquitainien (Barrón et al., 2010).

- Les approches qualitatives réalisées sur des restes de macro- et micro-flores provenant de différents bassins d'Espagne révèlent des **taxons largement subtropicaux à tropicaux au début de l'Oligocène, qui tendent à laisser progressivement la place aux végétaux de climat plus tempéré** avec la diminution des températures moyennes et des conditions d'humidité associées à la mise en place de périodes sèches au cours du Miocène (Postigo-Mijarra et al., 2009). L'étude des flores du bassin lacustre de Rubielos de Mora, à proximité de Teruel, illustre bien ces modifications. Si l'**Oligocène** est caractérisé par des **flores plutôt mégathermes**, celles-ci ont presque disparu au **Miocène inférieur et moyen** au profit de **taxons plus mésophiles** (Roiron et al., 1999 ; Jiménez-Moreno et al., 2010).

Barrón et collaborateurs (2010), cités précédemment, ont également quantifié les différents paramètres paléoclimatiques pour l'Espagne entre l'Oligocène inférieur et le Pliocène (travaux basés sur l'échelle stratigraphique de Gradstein et al., 2004) à partir de données paléofloristiques (macroflores, spores et pollens) précédemment publiées ou inédites. Ces paléoflores sont généralement préservées dans des faciès lacustres, marécageux ou de mangroves. Ci-après sont exposés les résultats concernant l'intervalle stratigraphique considéré dans notre étude (**Figure 2-10**) :

- La **limite Rupélien-Chattien** est caractérisée par une macroflore composée d'arbres et de fougères à affinité tropicale. Les miospores décrits par Cavagnetto (2002) dans le **Nord-Ouest de l'Espagne** permettent d'estimer des **MAT comprises entre 17,2 et 18,4 °C**, avec des WMM de 27,3 à 27,8 °C et des CMM de 6,6 à 7,0 °C. Les **MAP sont de l'ordre de 1300 à 1322 mm**.
- Sans le quantifier, ils remarquant également la mise en place d'un épisode plus froid à la fin du Chattien, marquée par la disparition d'espèces d'arbres tropicaux.
- A l'**Aquitainien**, le climat reste assez proche de ce qui est décrit précédemment. L'approche de coexistence appliquée aux feuilles et miospores du **bassin d'Izarra** (Nord de l'Espagne) donne des **MAT comprises entre 15,5 et 18,5 °C**, des WMM de 25,8 à 27,6 °C, des CMM de 0 à 11 °C, et des **MAP entre 857 et 1349 mm**.

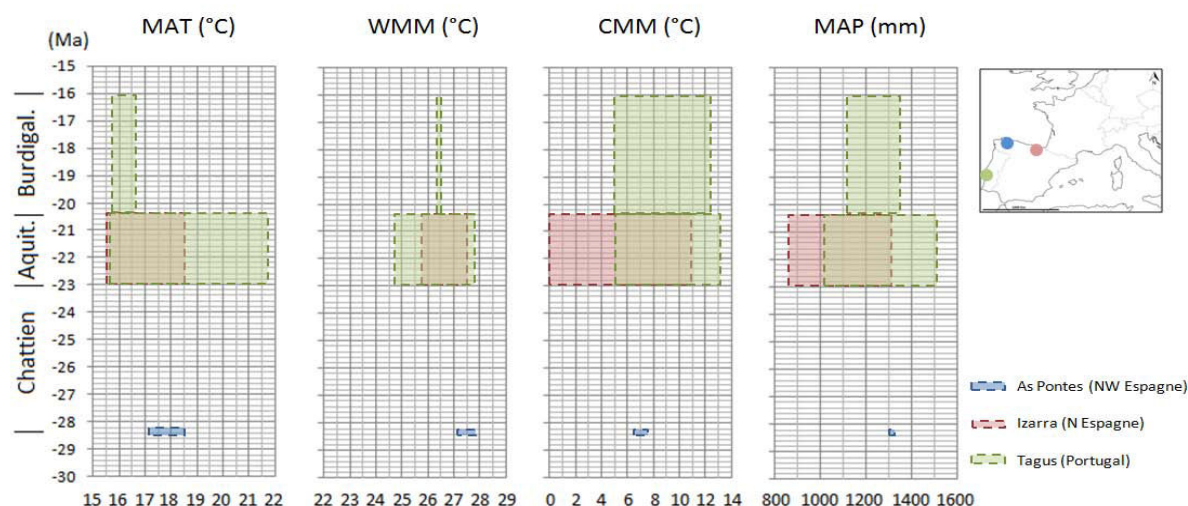


Figure 2-10. Reconstitution des températures annuelles moyennes (MAT), températures moyennes des mois les plus chauds (WMM), températures moyennes des mois les plus froids (CMM), et précipitations annuelles moyennes (MAP) de la péninsule ibérique entre le Chattien et le Burdigalien à partir de l'approche de coexistence appliquée à des miospores et macroflores d'As Pontes, Izarra et Tagus. Les données sont présentées selon l'échelle stratigraphique de Gradstein et collaborateurs (2004).

- La formation grés-conglomératique du Vazio (**Corse**, Est d'Ajaccio) a également livré des restes macrofloristiques et pollens datés du **Chattien** (d'après l'échelle de Berggren et al., 1995). Ceux-ci attestent d'un climat principalement de type **méditerranéen à tempéré chaud**, avec une gamme de températures annuelles moyennes de l'ordre de 10 à 15 °C, une période estivale d'au moins 4 mois et plutôt sèche, et des hivers modérés (Ferrandini et al., 1999 ; Shuler et al., 2002).
- Pour la **France**, les flores et microflore retrouvées dans l'**Oligocène supérieur** de **Provence et Haute-Provence** (Schuler & Sittler, 1976 ; Chateauneuf & Nury, 1995) attestent d'un **climat de type méditerranéen à subtropical, nuancé par des périodes humides et arides**. Les données polliniques du **Chattien inférieur** des bassins d'Aix-en-Provence et de Marseille indiquent une végétation typique d'altitude présente dans des zones relativement basses, ce qui révèle un climat plutôt **froid et sec**. Les assemblages du **Chattien terminal**, en revanche, sont liés à des plantes de forêt plutôt tempérée et de savane littorale, ce qui témoigne d'un **réchauffement accompagné d'une augmentation d'humidité, avant un retour à des conditions plus sèches à la limite Chattien-Aquitanienn**. A l'**Aquitanienn**, une diminution de la proportion des éléments mégathermes dans les assemblages polliniques de Provence et du Languedoc indique un **refroidissement** (Bessedik, 1984 ; Bessedik, 1985). Enfin, l'augmentation de la proportion d'herbacées dans les assemblages du bassin de Digne-Valensole entre l'Aquitanienn et **Langhien** est reliée à des **conditions plus chaudes et sèches** au Miocène moyen (Bialkowski, 2002 ; Bialkowski et al., 2006).
- Enfin, Mosbrugger et collaborateurs (2005) ont appliqué l'approche de coexistence à des restes paléobotaniques (fleurs, feuilles, fruits, graines et morceaux de bois) de trois bassins cénozoïques d'**Allemagne** : Les **bassins du Bas Rhin** (données extraites des travaux de Utescher et al., 2000), de **Weisselster et Lausitz**, et du **bassin molassique nord alpin**. Ceux-ci sont essentiellement composés de dépôts associés à un milieu marin peu profond à continental. Les paléoflores étudiées ont principalement été préservées dans des faciès lacustres et marécageux. Böhme et collaborateurs (2007) ont par la suite complété les données pour le bassin molassique à partir d'une étude axée uniquement sur les restes paléoxylologiques, et Utescher et collaborateurs (2009) ont affiné la résolution pour les données des deux premiers bassins. Ainsi, l'évolution des MAT, MAP (**Figure 2-11**) et WMM, CMM (**Figure 2-12**) entre le Lutétien et la fin du Pliocène a pu être reconstituée (calage stratigraphique d'après l'échelle de Gradstein et al., 2004). Certains de ces résultats ont d'ailleurs par la suite été intégrés dans des synthèses à grande échelle (Bruch et al., 2007, 2011). En ce qui concerne l'intervalle stratigraphique de notre étude :
 - Le **Chattien basal et moyen** est marqué par une diminution des températures bien visible dans les bassins de Weisselster-Lausitz et le bassin molassique, avec des **MAT comprises entre 15,5 et 17 °C à sa base et de l'ordre de 13 à 16 °C aux alentours de 24,7 Ma**. Celle-ci s'accompagne d'une diminution des températures des mois les plus froids de 2,5 °C, et des mois les plus chauds de presque 8 °C dans les bassins de Weisselster et Lausitz bien que peu marquée ailleurs. Les **MAP** estimées sont comprises **entre 900 et 1350 mm**.
 - Le **Chattien supérieur** marque la mise en place d'un **climat plus chaud** aux **MAT de 15 à 19 °C**, **WMM de 25 à 28 °C** et **CMM de 5 à 10 °C** montrant une augmentation maximale de 8 °C environ, et avec des **MAP** plutôt stables, avec des valeurs de **800 à 1350 mm**.
 - La **transition oligo-miocène** est caractérisée par une **brève incursion négative de l'ordre de 3 °C des CMM** dans le bassin de Weisselster-Lausitz, bien que les MAT soient comprises entre 16 et 18 °C, et par une **légère diminution d'environ 150 mm des MAP maximales**.

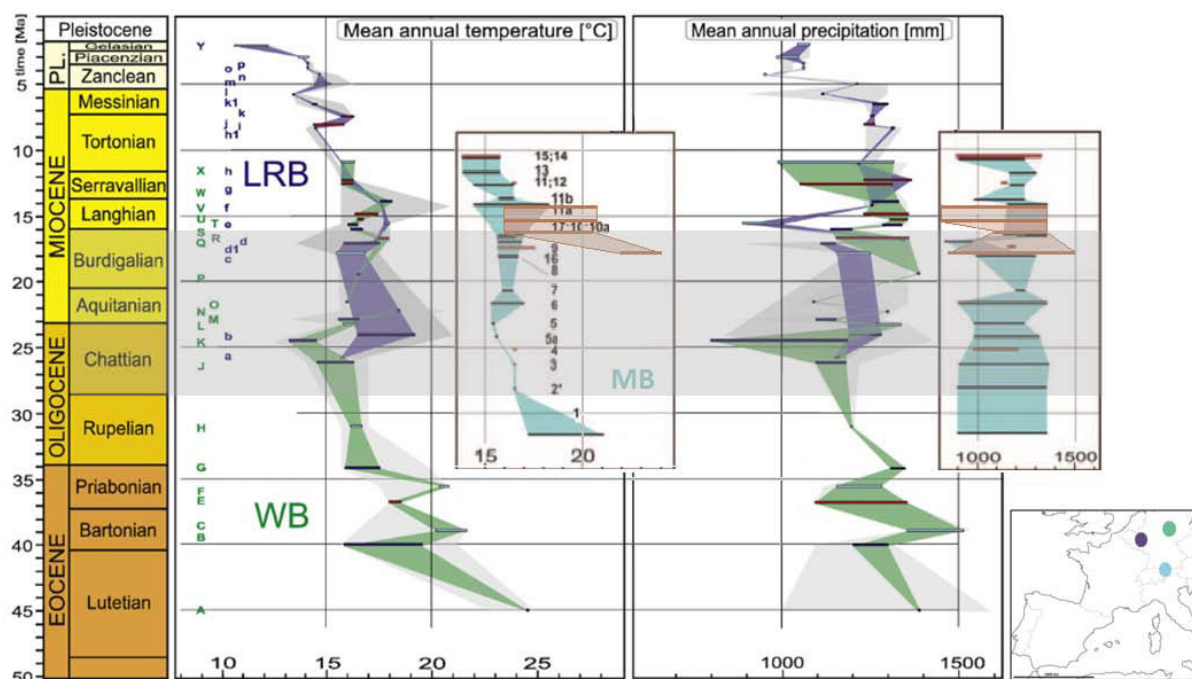


Figure 2-11. Reconstitution des températures annuelles moyennes (MAT) et précipitations annuelles moyennes (MAP) pour les bassins du Bas Rhin (LRB) (violet), de Weisselster et Lausitz (WB) (cyan) et le bassin molassique alpin (MB) (bleu clair et marron) entre le Lutétien et la fin du Pliocène à partir de l'approche de coexistence appliquée aux restes paléobotaniques. L'intervalle stratigraphique considéré pour notre étude se trouve dans le cadre grisé. Les données du LRB et du WB sont extraites de Utescher et al. (2009), et les données du MB sont extraites de Mosbrugger et al. (2005) (bleu) et de Böhme et al. (2007) (marron). Les données sont présentées d'après l'échelle stratigraphique de Gradstein et collaborateurs (2004).

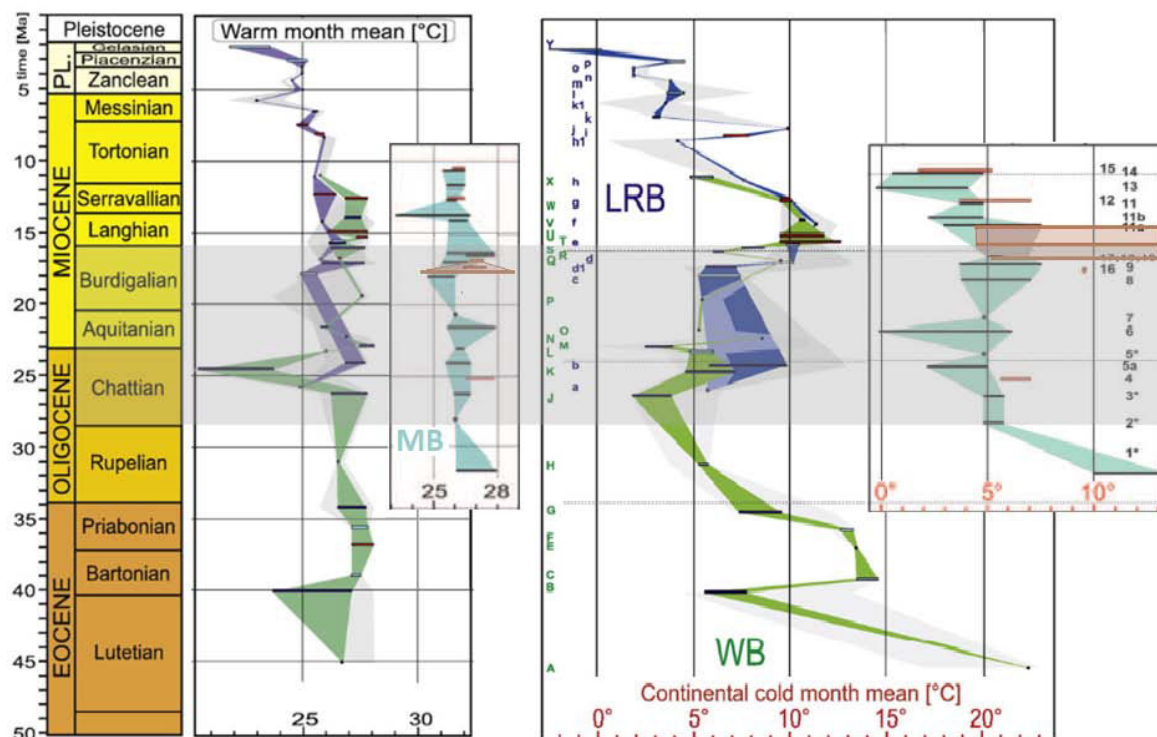


Figure 2-12. Reconstitution des températures des mois les plus chauds (WMM) et des mois les plus froids (CMM) pour les bassins du Bas Rhin, de Weisselster et Lausitz et le bassin molassique alpin entre le Lutétien et la fin du Pliocène (Pour les sources et les codes couleurs, se référer à la Figure 2-11).

- Les données plus détaillées des bassins de Weissenau-Lausitz et du bassin molassique témoignent d'un réchauffement au cours de l'**Aquitani** **moyen** dans une **période où les MAT diminuent globalement**. Les flores fournissent en effet des **MAT** de **16 à 20 °C** et des **CMM** d'environ 6 à 8 °C. Celui-ci est accompagné d'un élargissement de la gamme de précipitations avec des **MAP** de **900 à 1400 mm**. La **fin de l'Aquitani** est marquée par des **MAT ne dépassant pas 18 °C**, des **WMM** d'environ 26,5 °C, des **CMM** d'environ 8 °C et des **MAP** de **1200 à 1300 mm** à la fin de cet étage.
- Des **MAT** comprises **entre 15,5 et 18 °C** sont estimées à partir des flores du **Burdigalien inférieur et moyen**, auxquelles viennent s'ajouter des valeurs de **16 à 24 °C** obtenues d'après l'étude des bois fossiles du bassin molassique. Les **MAP** sont comprises **entre 900 et 1500 mm**, les estimations à partir des bois fossiles donnent une plus large gamme de précipitations.
- La tendance au refroidissement se poursuit jusqu'au début du **Burdigalien terminal**, qui présente des **MAT** de **15 à 21 °C**, des **WMM** de 26 à 28 °C, des **CMM** de 5 à 13 °C, et des **MAP** comprises **entre 900 et 1400 mm**. S'ensuit une inversion de tendance, avec un **réchauffement** qui se poursuit jusqu'à la fin du **Langhien** avec des **MAT** de **18 à 21 °C** et des **WMM** et **CMM** maximales de 28 et 12 °C, respectivement.

Les valeurs des différents paramètres climatiques, estimées pour l'intervalle Chattien basal-Burdigalien terminal, témoignent donc d'un climat plutôt chaud et humide de type subtropical à tropical. Les fortes amplitudes des **CMM** sont interprétées comme le résultat d'un climat **saisonnièrement contrasté**. Enfin, les auteurs corrélient certaines variations de températures avec les glaciations mises en évidence par l'étude isotopique des tests de foraminifères benthiques, à l'image du refroidissement des **CMM** à la transition Oligocène-Miocène relié au Mi-1 (Mosbrugger et al., 2005).

• Fossiles animaux :

Tout comme les paléoflores, les restes d'animaux fossilisés peuvent fournir, par application du principe d'actualisme, de précieux renseignements sur les conditions paléoclimatiques.

- Les bassins cénozoïques d'**Espagne** sont très riches en restes de micro-mammifères, constitués principalement de dents de rongeurs (Agusti et al., 2001 ; Domingo et al., 2007). L'étude détaillée de faunes de rongeurs du **bassin de Calatayud-Teruel, à l'Est de l'Espagne**, a permis de mettre en évidence un **climat de type subtropical au cours de l'Oligocène et du Miocène inférieur et moyen** (Daams & Van Der Meulen, 1984 ; Van Der Meulen & Daams, 1992). Les variations relatives de température et d'humidité ont également été reconstituées en se basant sur les préférences de biotope propre à chaque famille de rongeurs (**Figure 2-13**). Les Sciurinae, par exemple, sont typiques de milieux ouverts et secs, alors que la plupart des Eomyidae et Gliridae sont plus représentés dans des environnements forestiers humides.
 - Ainsi, les assemblages de rongeurs du **Chattien** (défini par biostratigraphie) de ce bassin indiquent un **réchauffement à la fin de cet âge**, ainsi que des **conditions relativement humides**.
 - La **transition Oligocène-Miocène** est marquée par une **baisse des températures et une augmentation de l'aridité**.
 - Un **léger réchauffement** a lieu **au milieu de l'Aquitani** ainsi qu'une **faible augmentation des conditions d'humidité**.
 - Si les conditions du **Burdigalien** inférieur diffèrent assez peu de l'Aquitani, **sa partie terminale est marquée globalement par une augmentation de la température**. Des **conditions assez humides** prédominent.
 - Les assemblages du **Langhien** indiquent un pic de **chaleur** et des **conditions plutôt arides**, les deux tendances s'inversant par la suite.

Les faunes de rongeurs du **bassin de Loranca**, situé approximativement à 150 km au Sud-Ouest du précédent, ont également été étudiées, permettant de reconstituer qualitativement les conditions d'humidité (**Figure 2-14**) (Daams et al., 1996b). Dans cette zone, les rongeurs de milieux **humides** dominent également les assemblages de la **fin de l'Oligocène**. On retrouve aussi l'**augmentation progressive d'aridité au Miocène inférieur** avec une hausse de la proportion de rongeurs de milieux secs, que les auteurs relient également à un réchauffement.

- En ce qui concerne la France, l'étude de la distribution des **Anoures** (ordre d'Amphibiens sans queue et principalement carnivores, regroupant des grenouilles et crapauds notamment) à l'Oligocène terminal et au Miocène révèle la présence en abondance du genre *Latonia*, adapté à un **climat chaud et tempéré**, dans de nombreux gisements français. La raréfaction de ce groupe à l'**Oligocène terminal** est interprétée comme le résultat d'une **aridification** à grande échelle (Hossini, 1992).

La découverte de fossiles de **crocodiliens** dans le **Chattien** du **bassin aquitain**, et particulièrement du genre *Tomistoma* qui fait une incursion en Europe occidentale à cette période, est reliée à **un climat chaud au moins subtropical** (Antunes & Cahuzac, 1999). Cette interprétation s'accorde avec la description des taxons mégathermes du sud de ce bassin, évoquée dans la partie sur les données marines.

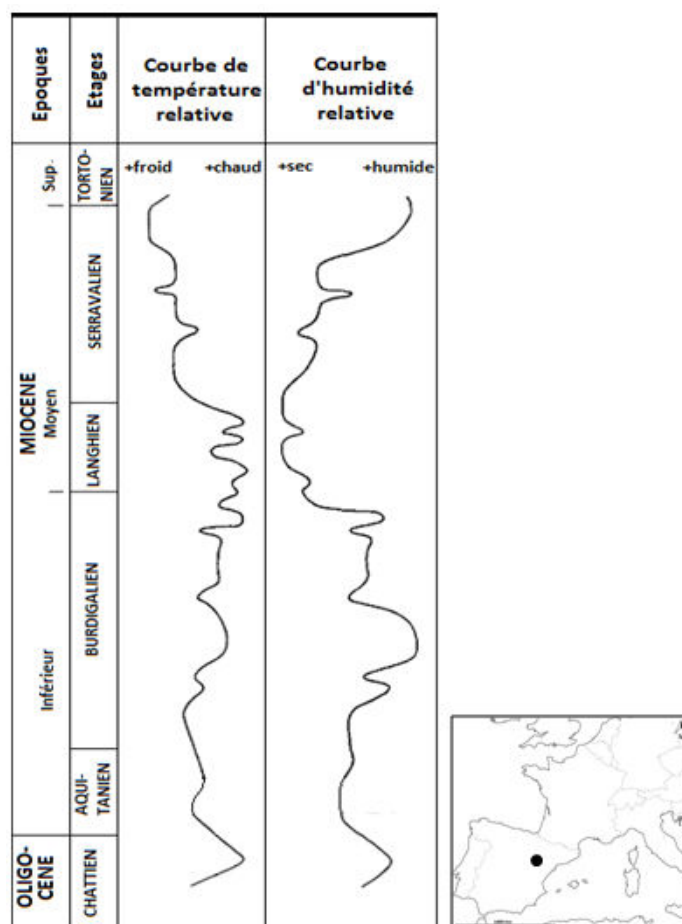


Figure 2-13. Reconstitution des conditions de température et d'humidité relatives entre l'Oligocène terminal et le Miocène supérieur du bassin de Calatayud-Teruel (Est Espagne) à partir des faunes de rongeurs et de leurs préférences écologiques (modifié d'après Daams & Van Der Meulen, 1984 et Van Der Meulen & Daams, 1992).

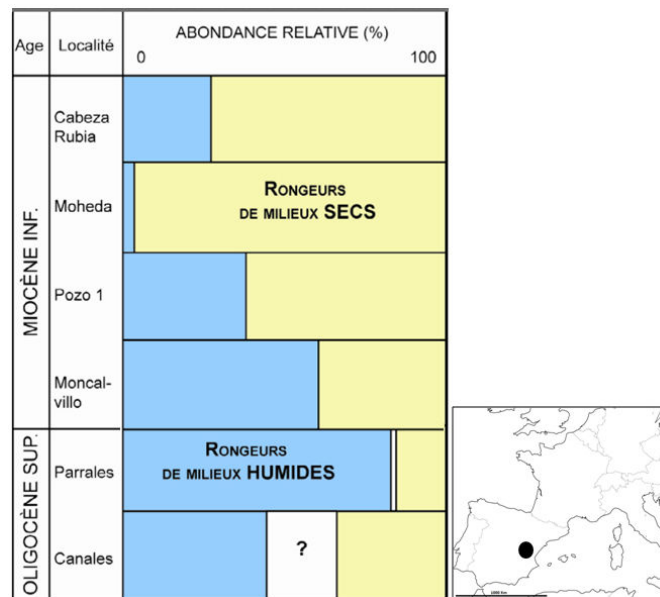


Figure 2-14. Reconstitution des conditions de température et d'humidité relatives entre l'Oligocène terminal et le Miocène inférieur du bassin de Loranca (Est Espagne) à partir des faunes de rongeurs et de leurs préférences écologiques (modifié d'après Daams et al., 1996b).

- Une approche quantitative a également été menée à partir des dents de rongeurs **d'Allemagne méridionale** datées **entre la fin de l'Eocène et le Miocène moyen** (calage stratigraphique selon l'échelle de Berggren et al., 1995) par Hérán et collaborateurs (2010) (**Figure 2-15**). Ces dents sont préservées dans des faciès de plaine d'inondation, de remplissages de chenaux et dans des faciès lacustres. Cette approche se base sur l'étude de la composition isotopique de la bioapatite qui compose ces dents, directement reliée à celle de l'eau de boisson de ces organismes dans l'actuel (Longinelli, 1984 ; Luz et al., 1984). L'avantage d'utiliser des rongeurs plutôt que d'autres vertébrés vient du fait que ceux-ci, en plus d'être généralement bien représentés dans les séries continentales, ne présentent pas de comportement migratoire (Grimes et al., 2003 ; Tütken et al., 2006).

Une équation générale a été définie pour l'ensemble des mammifères terrestres, reliant cette composition isotopique de l'oxygène de la bioapatite à celle de l'eau [1], et une seconde permet de relier ce $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau à la température [2] (Amiot et al., 2004). Cependant, le fractionnement entre le phosphate de l'os et l'eau du corps n'est pas le même chez tous les vertébrés (D'angella & Longinelli, 1990). Hérán et collaborateurs ont donc en plus utilisé, pour ce travail, trois équations permettant de calculer le $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau à partir du $\delta^{18}\text{O}$ du phosphate des dents de rats [3], de campagnols [4] et de souris [5] :

$$[1] \quad \delta^{18}\text{O} \text{ local water } (\approx \text{meteoric water}) = 1,0247 \times \delta^{18}\text{O} \text{ bioapatite} - 25,022 \quad \pm 0,3 \text{ ‰} \quad (\text{Amiot et al., 2004})$$

$$[2] \quad \text{MAT } (^\circ\text{C}) = (\delta^{18}\text{O} \text{ meteoric water} + 14,18 \pm 0,03) / 0,49 \pm 0,52 \quad \pm 0,5 \text{ à } 2 \text{ } ^\circ\text{C} \quad (\text{Amiot et al., 2004})$$

$$[3] \quad \delta^{18}\text{O} \text{ local water} = (\delta^{18}\text{O} \text{ bioapatite} - 17,88) / 0,49 \quad \pm 0,5 \text{ ‰} \quad (\text{Luz \& Kolodny, 1985})$$

$$[4] \quad \delta^{18}\text{O} \text{ local water} = (\delta^{18}\text{O} \text{ bioapatite} - 20,980) / 0,572 \quad \pm 0,5 \text{ ‰} \quad (\text{Navarro et al., 2004})$$

$$[5] \quad \delta^{18}\text{O} \text{ local water} = (\delta^{18}\text{O} \text{ bioapatite} - 23,07) / 1,4 \quad \pm 0,2 \text{ ‰} \quad (\text{Longinelli et al., 2003})$$

Globalement, les quatre courbes présentent la même évolution du fait de leur structure semblable :

- **Entre la seconde moitié du Rupélien et le Chattien supérieur** (biozone MP 28 selon les découpages biostratigraphiques de Legendre et al. (1997) et de Steininger (1999), soit environ 25,4 Ma), l'application des équations générale [1] et spécifique aux souris [5] indique un réchauffement d'environ 5,5 $^\circ\text{C}$, avec un pic bref mais marqué à la toute fin de cette période. Les

valeurs passent respectivement de **14 à 19,5 °C** et de 18 à 23,5 °C. Les deux autres équations ([4] et [3]) montrent une élévation de MAT plus prononcée, d'une valeur de 9 °C avec des valeurs maximales respectives de 25 et 36,5 °C.

- Suite à cela, un **refroidissement** s'opère dans la **première moitié de l'Aquitanién**, soit aux environs de 23 Ma, avec des **MAT minimales** comprises entre 14 °C et 28 °C selon les modèles. Les auteurs le relient à l'évènement climatique global du Mi-1.
- Un **réchauffement de 4 à 7,5 °C** se produit dans la **seconde moitié de l'Aquitanién**, avec un maxima aux alentours de 21,5 Ma.
- Au cours du **Burdigalien**, les **MAT diminuent** de façon progressive de 2 à 5,5 °C jusqu'à un épisode de chute importante des températures, alors entre 12 et 24,5 °C selon les équations. Celui-ci se produit sur une durée d'1,5 Ma, débute à 17 Ma et se poursuit **jusqu'au milieu du Langhien affecté par une excursion positive des températures** de 6 à 10 °C. Ce réchauffement dure environ 1Ma, est suivi d'un nouveau coup de froid de l'ampleur du précédent avant une remontée des MAT dans la gamme observée au Burdigalien et une tendance progressive au refroidissement au cours du Miocène supérieur.

A noter que les fortes valeurs aux alentours de 30 °C obtenues avec l'équation spécifique aux rats [3] amènent les auteurs à mettre en doute sa fiabilité dans ce cas d'étude.

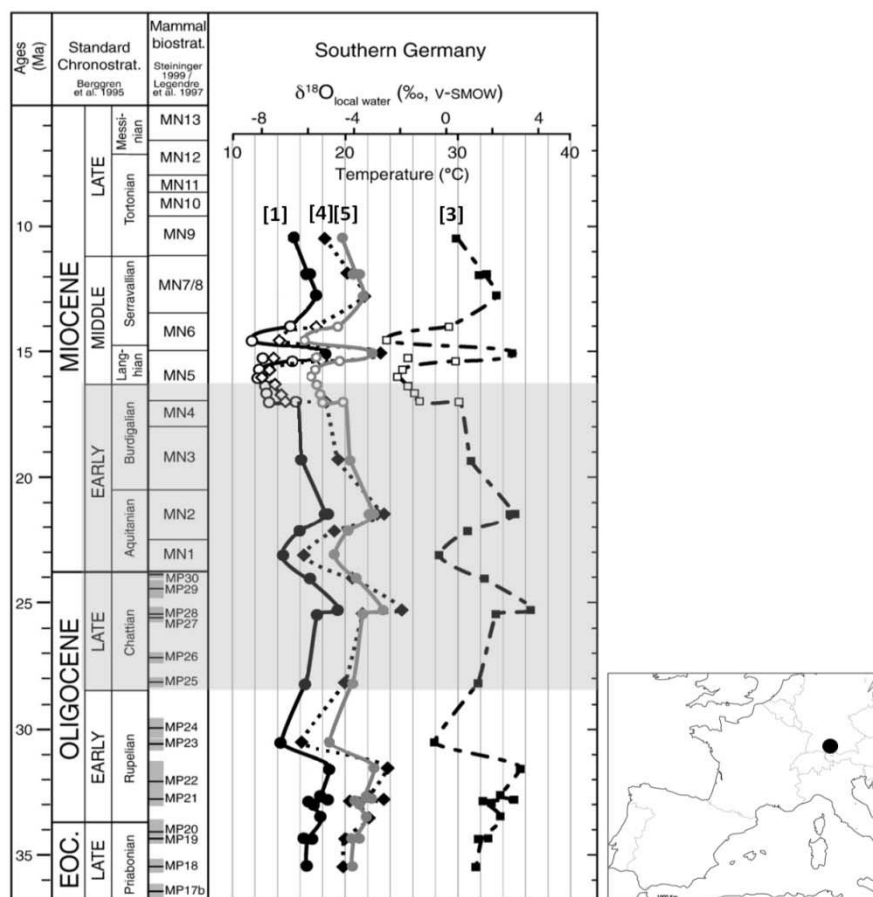


Figure 2-15. Reconstitution des températures moyennes annuelles (MAT) entre la fin de l'Eocène et le Miocène supérieur à partir de l'analyse isotopique des dents de rongeurs du Sud de l'Allemagne et de l'application de la formule d'Amiot et collaborateurs (2004) [1] (d'après Héran et al., 2010). La courbe pleine et les marqueurs circulaires noirs représentent les résultats de l'application de l'équation générale aux mammifères [1] (Amiot et al., 2004), la courbe noire pointillée et les losanges, les résultats de l'équation spécifiques aux campagnols [4] (Navarro et al., 2004), la courbe grise a été obtenue avec l'équation spécifique aux souris [5] (Longinelli et al., 2003), et la courbe noire en tirets résulte de l'application de l'équation spécifique aux rats [3] (Luz & Kolodny, 1985). L'encadré gris représente l'intervalle stratigraphique considéré pour notre étude. Les données sont présentées selon l'échelle stratigraphique de Berggren et collaborateurs (1995).

- **Paléosols :**

En plus de toutes ces reconstitutions paléoclimatiques basées sur l'étude des restes paléontologiques, nous disposons des résultats d'une étude paléopédologique menée dans l'Aquitainien supérieur du **bassin de l'Ebre** (Nord-Est Espagne) (Hamer et al., 2007a ; Hamer et al., 2007b). Les âges relatifs des **44 paléosols** étudiés ont été estimés en utilisant des données biostratigraphiques et magnétostratigraphiques (Pérez-Rivarés et al., 2002) ainsi que le taux de sédimentation moyen (10,7 cm/Ka). La trentaine de mètres d'épaisseur de la coupe représenterait environ 300 Ka.

Ces paléosols se sont développés sur des sédiments alluviaux, fluviaux et lacustres, tout comme ceux du bassin de Digne-Valensole. En revanche, ils ne présentent pas de carbonate de nature pédogénétique et sont assimilés aux **Protosols et Argillisols** de la classification de Mack et collaborateurs (1993). Cette **absence de CaCO_3 pédogénétique** dans l'ensemble de ces paléosols amène les auteurs à envisager des **MAP supérieures à 500 mm/an** en se référant aux travaux de Birkeland (1999), et autorise l'utilisation des climofonctions proposées par Sheldon et collaborateurs (2002), détaillées dans la partie 1.5.2.3. Les **MAP moyennes** estimées sont de **777 mm \pm 182**, mais présentent une large gamme de valeurs, celles-ci étant **comprises entre 265 et 1470 mm** (Figure 2-16). Si malheureusement, nous ne disposons pas de datations absolues, il est possible d'étudier leur évolution. Les valeurs inférieures à 500 mm/an de la **base de la section** témoignent de **conditions plutôt sèches**, et sont presque deux fois inférieures aux valeurs envisagées de par l'absence d'horizon calcique. **Les valeurs maximales ont été obtenues à partir des profils situés aux ¾ de la section, avant un retour à des valeurs plus faibles.** Les **MAT moyennes** obtenues sont de **13,4 °C \pm 0,6** avec les Protosols (avec l'équation spécifique aux profils peu matures [6]), et de l'ordre de **11,7 °C \pm 4,4** avec les Argillisols (avec l'équation générale [5]), et ne montrent **pas de variations significatives** au cours de l'intervalle étudié. Les auteurs attribuent la différence d'estimation des MAT soit à des conditions plus froides nécessaires au développement des Argillisols, soit aux différences de calibration des deux fonctions utilisées.

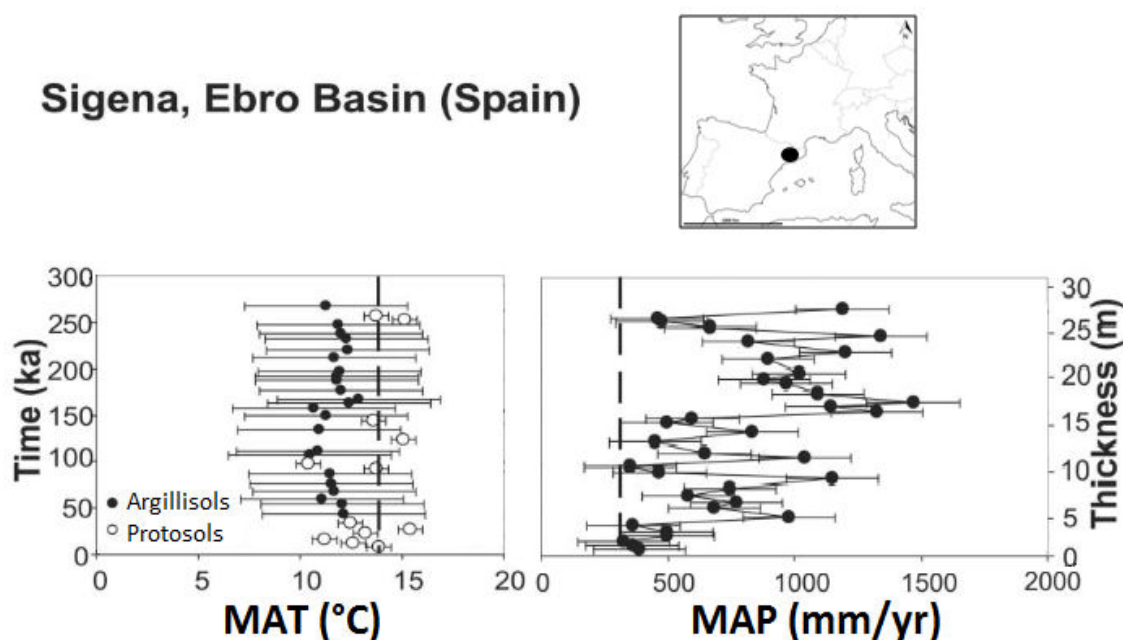


Figure 2-16. Estimation des températures annuelles moyennes (MAT) et des précipitations annuelles moyennes (MAP) à partir des climofonctions de Sheldon et collaborateurs (2002) utilisant la géochimie des éléments majeurs des paléosols du bassin de l'Ebre à la fin de l'Aquitainien (Hamer et al., 2007a). Les lignes verticales pointillées représentent les valeurs mesurées actuellement.

2.2.3 Synthèse

Afin de comparer les quantifications des paramètres paléoclimatiques présentées au cours des paragraphes précédents, tous les résultats sont replacés sur l'échelle stratigraphique de Berggren et collaborateurs (1995) (Figure 2-17).

Sur l'intervalle Chattien-Burdigalien, les données paléoclimatiques de la littérature font état d'un climat globalement chaud et assez humide de type subtropical à tropical en Europe occidentale, avec des MAT comprises entre 11,7 et 25 °C et des MAP de 800 à plus de 1500 mm/an. Quelques auteurs évoquent cependant un climat plus tempéré et la présence d'une petite proportion de taxons associés à des conditions plus xériques.

L'Oligocène supérieur est marqué par un réchauffement, alors que la limite Chattien-Aquitainien est caractérisée par un refroidissement rapide observable à l'échelle de l'Europe de l'Ouest et mis en relation avec l'évènement isotopique Mi-1 repéré à travers l'étude de la composition isotopique des foraminifères des séries océaniques. Cette diminution des températures est accompagnée d'une aridification. Si cette tendance se poursuit au cours de la première moitié du Burdigalien, la fin de cet âge est marquée par un réchauffement qui se prolonge au Langhien et correspond à l'optimum climatique du Miocène moyen.

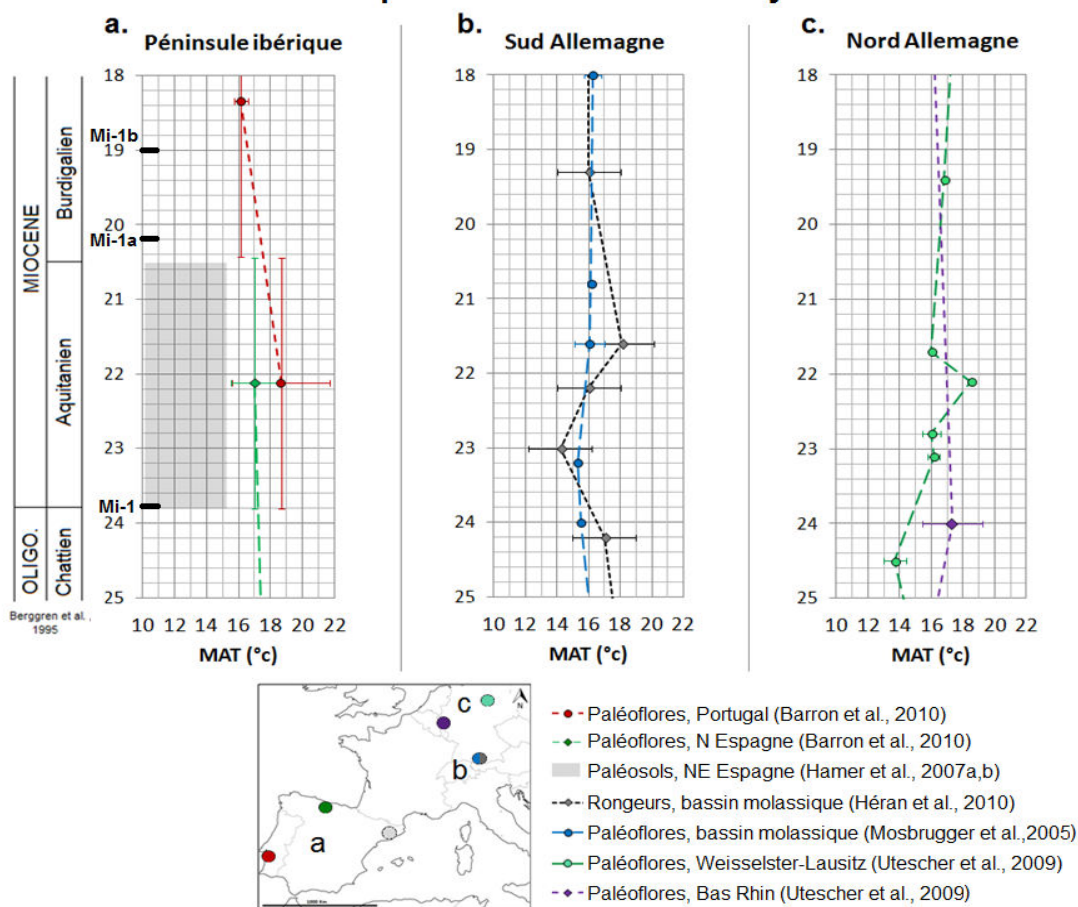
Les données quantitatives issues des études paléofloristiques de la péninsule ibérique et d'Allemagne ne présentent pas de différence significative au cours de cet intervalle, et il ne semble pas qu'un gradient thermique marqué ait affecté l'Ouest de l'Europe à cette période. Il est possible qu'un léger gradient croissant d'humidité ait existé entre le Sud-Ouest de la péninsule ibérique et l'Allemagne puisque les données polliniques attestent d'un tel phénomène au Langhien et au Serravallien (Jiménez-Moreno & Suc, 2007), mais rien ne nous permet de confirmer cette hypothèse en vue de l'ensemble des données et des quantifications de MAP très proches au Sud comme au Nord. Bien sûr, l'Aquitainien d'Espagne est affecté par une très large gamme de MAP par rapport aux autres zones ou aux autres étages, mais les valeurs les plus faibles auxquelles cette différence est due proviennent de l'étude de paléosols, étude pour laquelle nous n'avons pas de point de comparaison à l'inverse des études paléontologiques. Si nous ne disposons pas de données quantifiées, la similarité des paramètres paléoclimatiques de la péninsule ibérique et du Nord de l'Allemagne permet d'envisager des conditions comparables pour le Sud-Est de la France.

Les paléoflores qui indiquent des conditions humides sont généralement préservées dans des sédiments déposés en milieu réducteur (lacs, marécages, chenaux fluviaux, mangroves), ce qui soulève l'éventualité d'un biais dans les assemblages avec des plantes à proximité de ces zones humides probablement davantage préservées. Certains paléosols semblent avoir à l'inverse enregistré des conditions plus sèches, peut-être du fait d'un développement dans des zones plus distales de la plaine d'inondation auquel viennent s'ajouter des variations de MAP.

Enfin, l'étude paléopédologique réalisée par Hamer et collaborateurs (2007a,b) dans le bassin de l'Ebre nous laisse également entrevoir le potentiel très intéressant des paléosols à restituer les paramètres paléoclimatiques à haute résolution, avec 44 profils recensés sur seulement 30 m de coupe représentant 300 Ka. Ceux-ci apparaissent beaucoup plus fréquents dans les successions continentales que les niveaux fossilifères, dont moins d'une dizaine sont dénombrés pour chaque étude proposée sur l'intervalle de 7 Ma considéré.

L'étude des paléosols des bassins de Digne-Valensole et de Loranca représente donc un outil permettant d'obtenir des informations paléoclimatiques qualitatives et quantitatives à haute résolution entre le Chattien et le Burdigalien pour l'Europe occidentale.

Températures annuelles moyennes



Précipitations annuelles moyennes

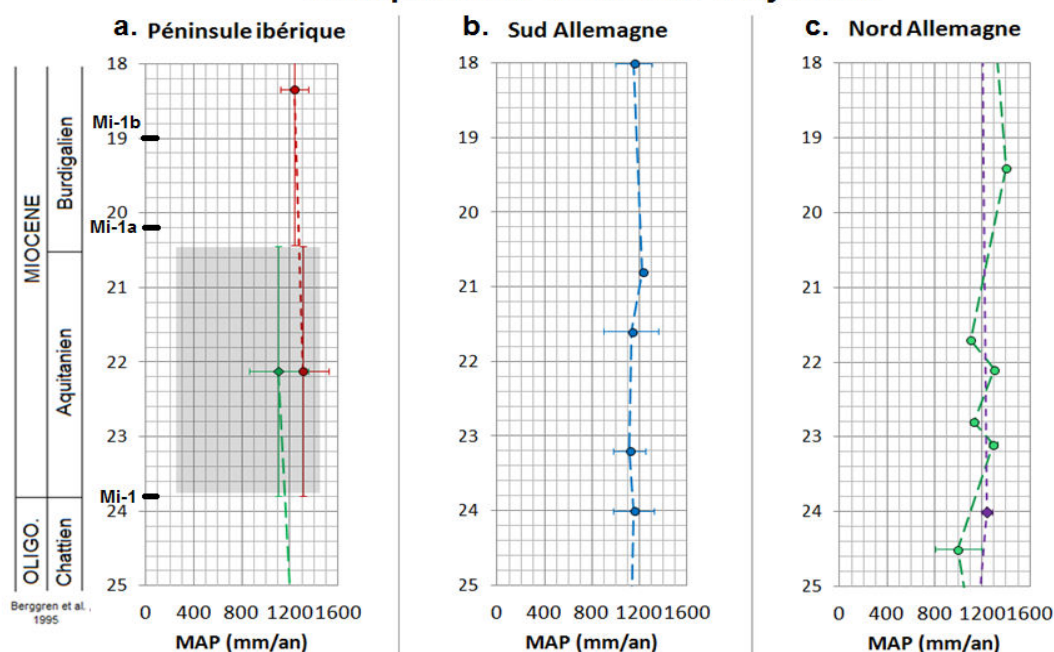


Figure 2-17. Synthèse des quantifications des températures annuelles moyennes et des précipitations annuelles moyennes sur l'intervalle Chattien supérieur-Burdigalien inférieur. Les données continentales et les âges des événements isotopiques globaux (Mi-1, Mi-1a, Mi-1b) (extraits de Zachos et al., 2001) sont présentés selon l'échelle stratigraphique proposée par Berggren et collaborateurs (1995).

Chapitre 3

Apport de l'étude paléopédologique dans la reconstitution des paléoenvironnements du bassin de Digne-Valensole et de Loranca à l'Oligocène terminal-Miocène inférieur

Cette troisième partie s'attache à la reconstitution du cadre paléoenvironnemental des séries étudiées, élément essentiel à la compréhension des conditions paléoclimatiques à partir des paléosols. Après une description détaillée des coupes, une présentation exhaustive des profils paléopédologiques est proposée. L'étude de leurs caractéristiques physiques et de leurs profils géochimiques permet d'appréhender les processus entrés en jeu dans leur formation. S'ensuit une discussion sur l'apport de ces paléosols à la compréhension de la dynamique sédimentaire à court terme à partir de l'étude des variations latérales des profils d'altération, et à plus long terme en se concentrant sur la succession des caractéristiques des profils rencontrés le long de l'intervalle stratigraphique et l'intervalle de temps entre ceux-ci.

3.1 Présentation des sections étudiées

Plusieurs coupes ont été retenues dans les séries étudiées. Deux dans la série de Beynes-Châteauredon, qui présentent de nombreux paléosols et sont attribuées au Miocène inférieur, et trois dans la série du fan de Tórtola qui présentent moins de profils paléopédologiques mais sont bien corrélées et associées au Chattien terminal et à l'Aquitaniens. Celles-ci sont présentées en détail dans les paragraphes suivants.

3.1.1 Coupes de la série de Beynes-Châteauredon

Deux coupes ont été retenues pour notre étude dans la série de Beynes-Châteauredon, à l'extrémité orientale du bassin de Digne-Valensole (**Figure 3-1**) :

- La **coupe de la ravine de Font d'Eygout**, située à 600 m à vol d'oiseau au Nord-Nord-Ouest du village de Beynes (lat. 43.996175°, long. 6.221903°), constitue l'**objet central de notre étude** pour plusieurs raisons :
 - De **nombreux paléosols** ont été évoqués lors de travaux antérieurs (Graciansky et al., 1982 ; Lopez et al., 2000 ; Bialkowski, 2002 ; Bauer, 2006 ; Bialkowski et al., 2006 ; Cojan et al., 2013).
 - Sa **position stratigraphique est bien définie**. L'étude biostratigraphique de niveaux fossilifères contenant des restes de rongeurs et des pollens permet d'attribuer à cette coupe de 155 m d'épaisseur un âge **Oligocène supérieur-Aquitaniens supérieur** (Graciansky et al., 1982 ; Mein, 1990 ; Bialkowski et al., 2006). De plus, des corrélations chemostratigraphiques avec le domaine marin basées sur la composition isotopique de nodules pédogénétiques carbonatés positionnent cette section **entre 23,3 et 19,9 Ma**, avec cependant une incertitude pour la base de la coupe (Lopez et al., 2000 ; Bialkowski et al., 2006 ; Cojan et al., 2013).
 - Ces analyses isotopiques ont également permis de caractériser le type de végétation, à savoir des **plantes C3 soumises à un stress hydrique** (Cojan et al., 2013), et de confirmer la **position côtière** proposée d'après les études sédimentologiques (Bialkowski, 2002 ; Bauer, 2006 ; Cojan et al., 2013).
 - La **diagenèse apparaît limitée, voire inexistante**. En effet le recouvrement sédimentaire de la série n'aurait pas excédé quelques centaines de mètres (Deconinck, 1984) et Bauer (2006) avance plusieurs arguments en défaveur de modifications diagénétiques. Parmi eux, la variabilité chromatique des paléosols, l'absence de recristallisation des nodules pédogénétiques qui est également attestée par des valeurs non uniformisées de $\delta^{13}\text{C}/\delta^{18}\text{O}$ (Cojan et al., 2013), la préservation de smectite et de palygorskite qui sont des minéraux argileux sensibles à l'altération diagénétique, la couleur claire des résidus palynologiques (Bialkowski, 2002), ou encore l'absence de corrélation entre le $\delta^{13}\text{C}$ de la matière organique et le carbone organique total (Bauer, 2006 ; Bignonnet & Cojan, 2009).
 - Enfin, les **variations latérales de faciès peuvent être aisément étudiées car la série affleure sur plus de 400 mètres latéralement sans être interrompue par des sols actuels et de la végétation**. Des **coupes annexes, RFE 2, RFE 3, RFE 4 et RFE 5** situées respectivement à 190, 230 et 310 mètres au Nord-Nord-Ouest de la section de référence sont donc étudiées **dans le but de découper la zone affleurante en unités corrélables et d'observer l'évolution latérale des profils paléopédologiques relativement aux dépôts sédimentaires**.
- A celle-ci vient s'ajouter la **coupe des Courtiers**, située à 3,5 km plus au NNE à 300 mètres à l'Ouest du hameau qui lui confère son nom (lat. 44.023799°, long. 6.241900°). Ce second affleurement présente une épaisseur d'environ 55 mètres, et les dépôts sédimentaires ainsi que les paléosols peuvent y être étudiés latéralement sur plus de 200 mètres. Le principal intérêt de l'étudier réside dans le fait qu'il permet, par comparaison à l'affleurement de Font d'Eygout, d'évaluer les influences

des conditions locales (pédoclimat) et des conditions régionales sur le signal enregistré par les paléosols.

Les nodules pédologiques prélevés sur cette coupe sont actuellement en cours d'analyse isotopique afin de la corréler précisément avec la coupe de référence. Les corrélations stratigraphiques permettent cependant de situer la base de la coupe des Courtiers au niveau de la **partie terminale de la coupe de la ravine de Font d'Eygout, et son sommet plus haut dans la stratigraphie** (Bauer, 2006). La coupe débute au-dessus de la quatrième barre marine reconnue dans cette série, qui ne se retrouve pas dans la coupe de Font d'Eygout mais qui a été suivie jusqu'à la coupure de la série par la rivière Asse, à moins de 1 km au Nord du site de Font d'Eygout. Cette barre est située environ 30 mètres au-dessus de la troisième barre marine dont le sommet est corrélié au niveau fossilifère de Font d'Eygout (1, cote 92 m) (**Figure 3-2**). Ces éléments de corrélation permettent d'envisager un âge **Aquitanien terminal – Burdigalien inférieur** pour cette seconde coupe.

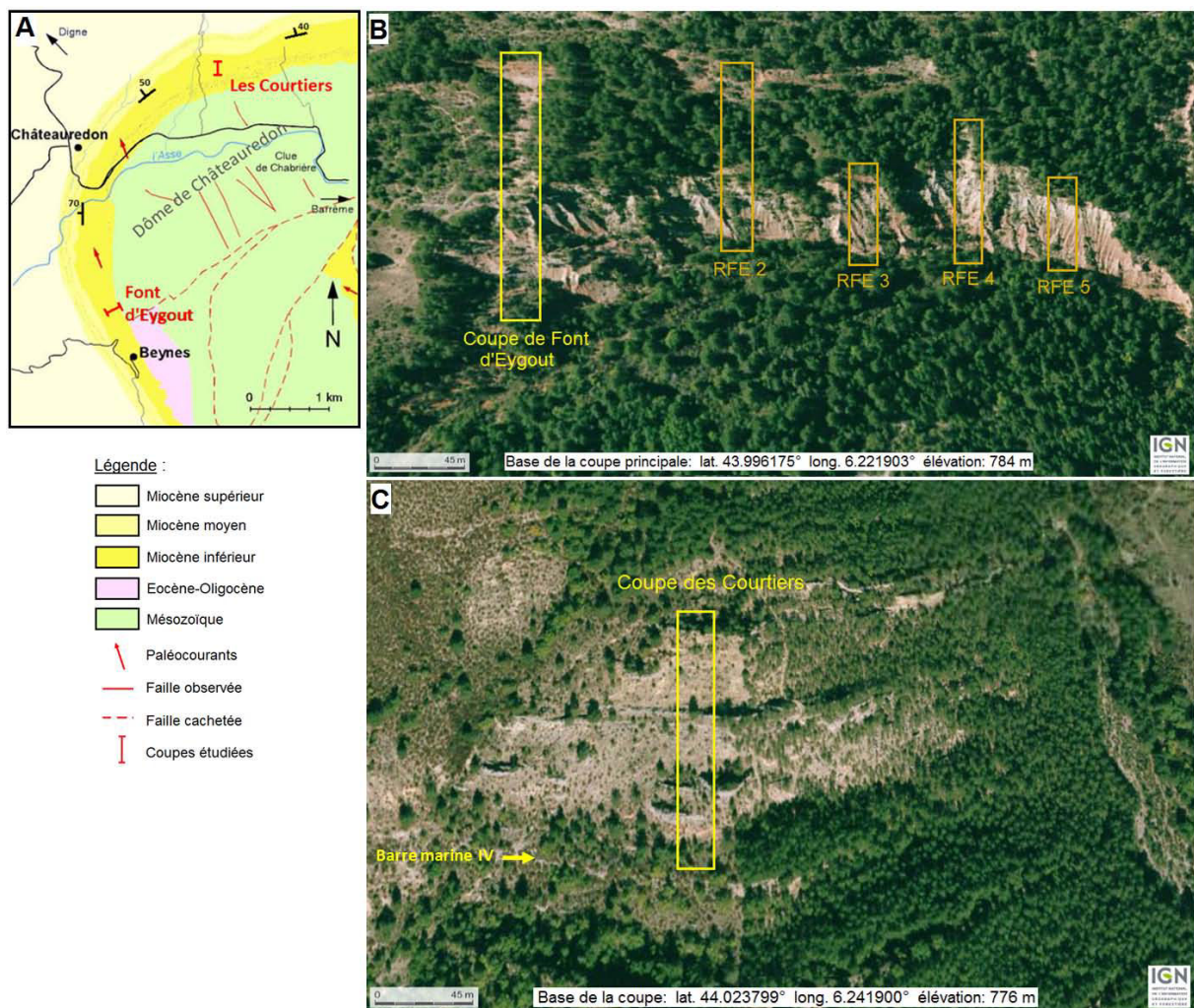


Figure 3-1. Localisation des coupes de la ravine de Font d'Eygout et des Courtiers sur le schéma géologique simplifié de la série de Beynes-Châteauredon (A, modifié d'après Bauer, 2006) et prises de vues aériennes (B et C, IGN).

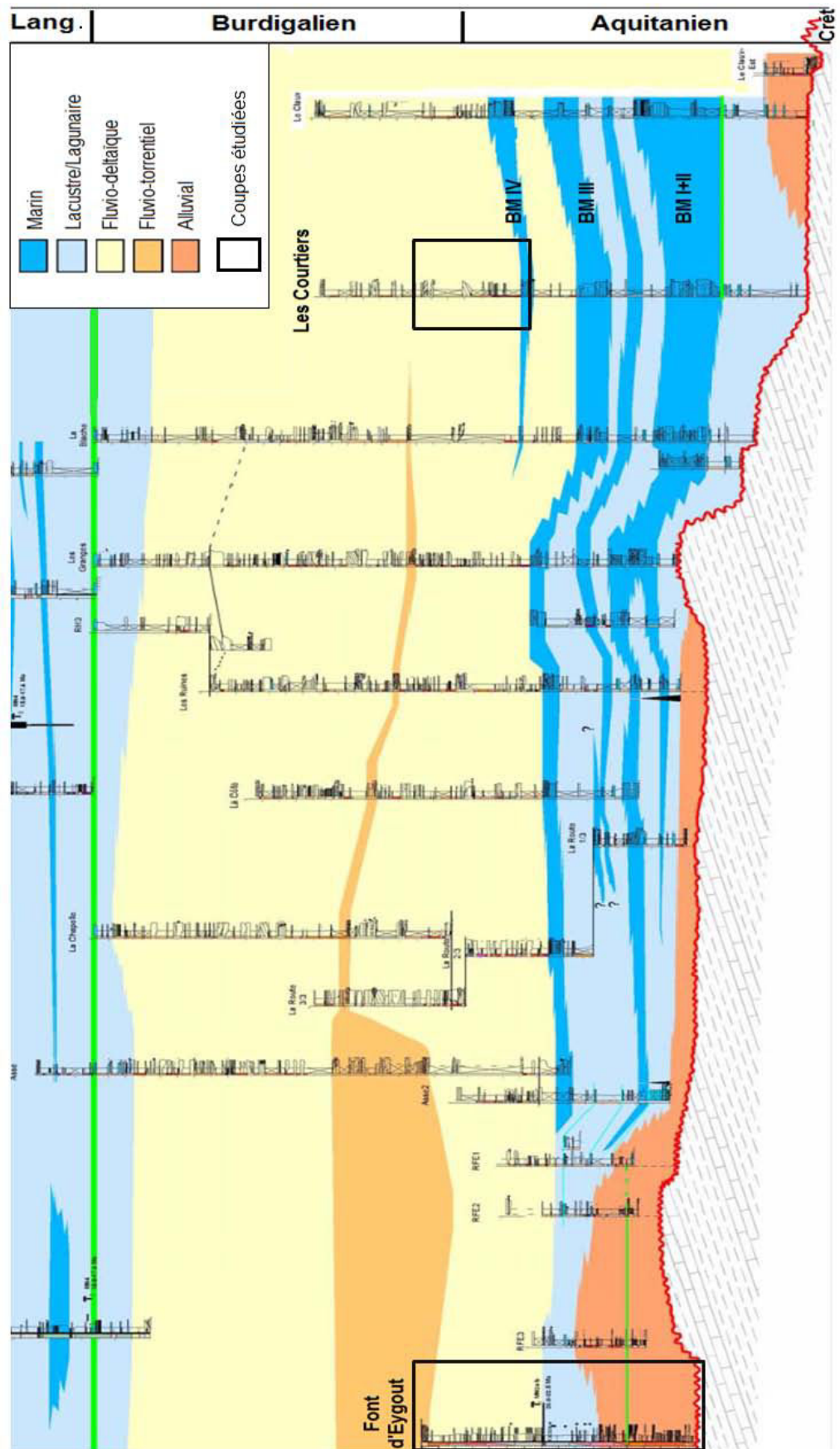


Figure 3-2. Corrélations des coupes étudiées dans la série de Beynes-Châteauredon (d'après Bauer, 2006). Les encadrés noirs représentent les coupes étudiées.

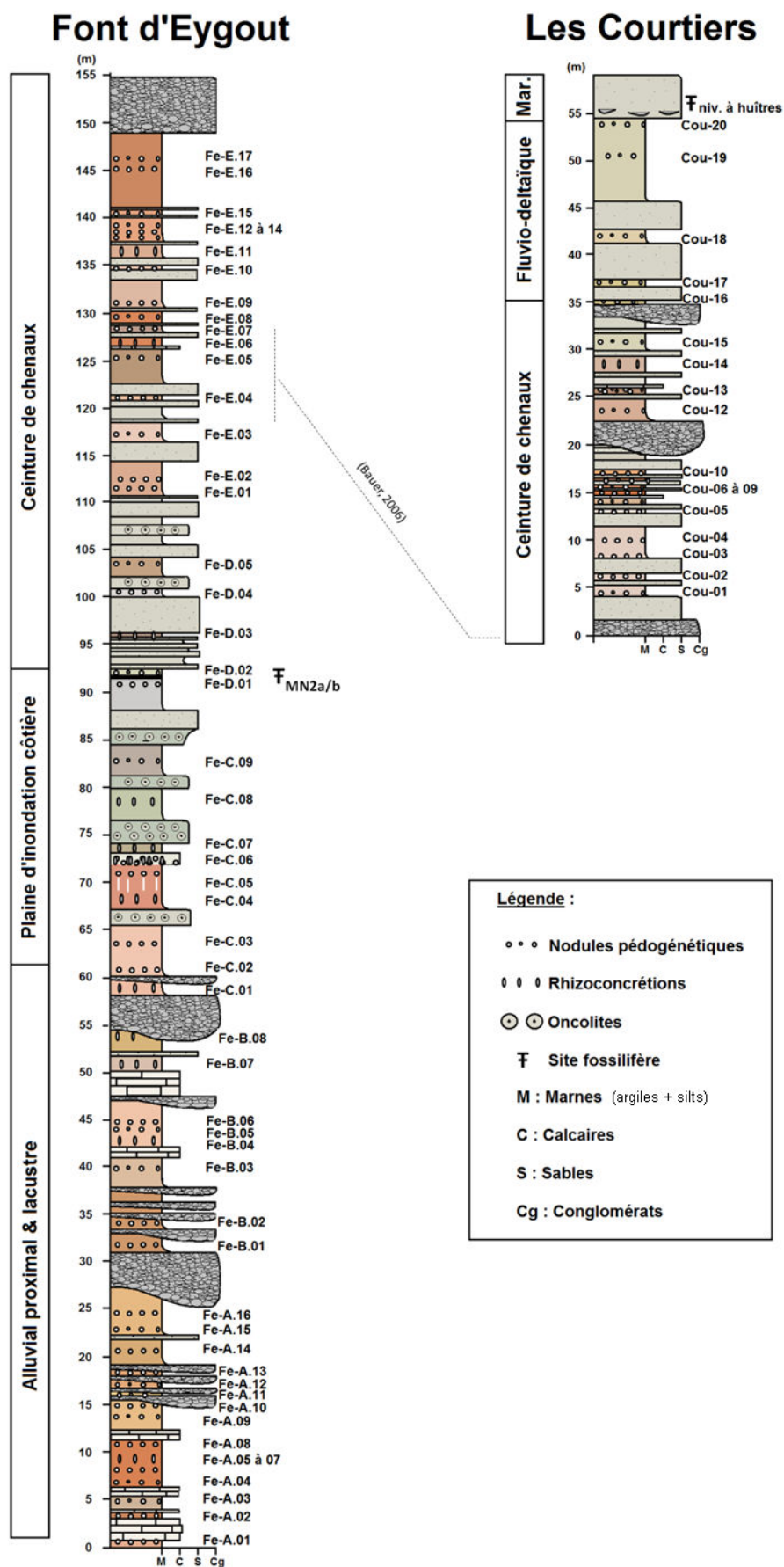


Figure 3-3. Coupes de Font d'Eygout et des Courtiers.

- **Description et interprétation des faciès sédimentaires :**

Les affleurements de la ravine de Font d'Eygout et des Courtiers présentent des faciès sédimentaires hétérogènes décrits ci-après :

- **Conglomérats :**

Les conglomérats de la série de Beynes-Châteauredon présentent des formes généralement lenticulaires et érodent les dépôts sous-jacents (**Planche I**). Leur extension latérale varie de quelques mètres à quelques décamètres et leur hauteur de quelques dizaines de centimètres à quelques mètres. Ils sont constitués en grande majorité de galets calcaires provenant des couches mésozoïques érodées, mais quelques éléments siliceux proviendraient des couches du Tithonien et de l'Eocène, et les galets gréseux verdâtres de l'Albien (Graciansky et al., 1982). Leur forme est plus ou moins anguleuse, surtout à la base de la série, ce qui témoigne d'une origine relativement locale. Ces éléments sont jointifs mais non cimentés, une matrice sableuse très fine s'observe par endroits. Ces faciès sont particulièrement fréquents sur les premiers soixante mètres de la coupe de Font d'Eygout (**Figure 3-3**).

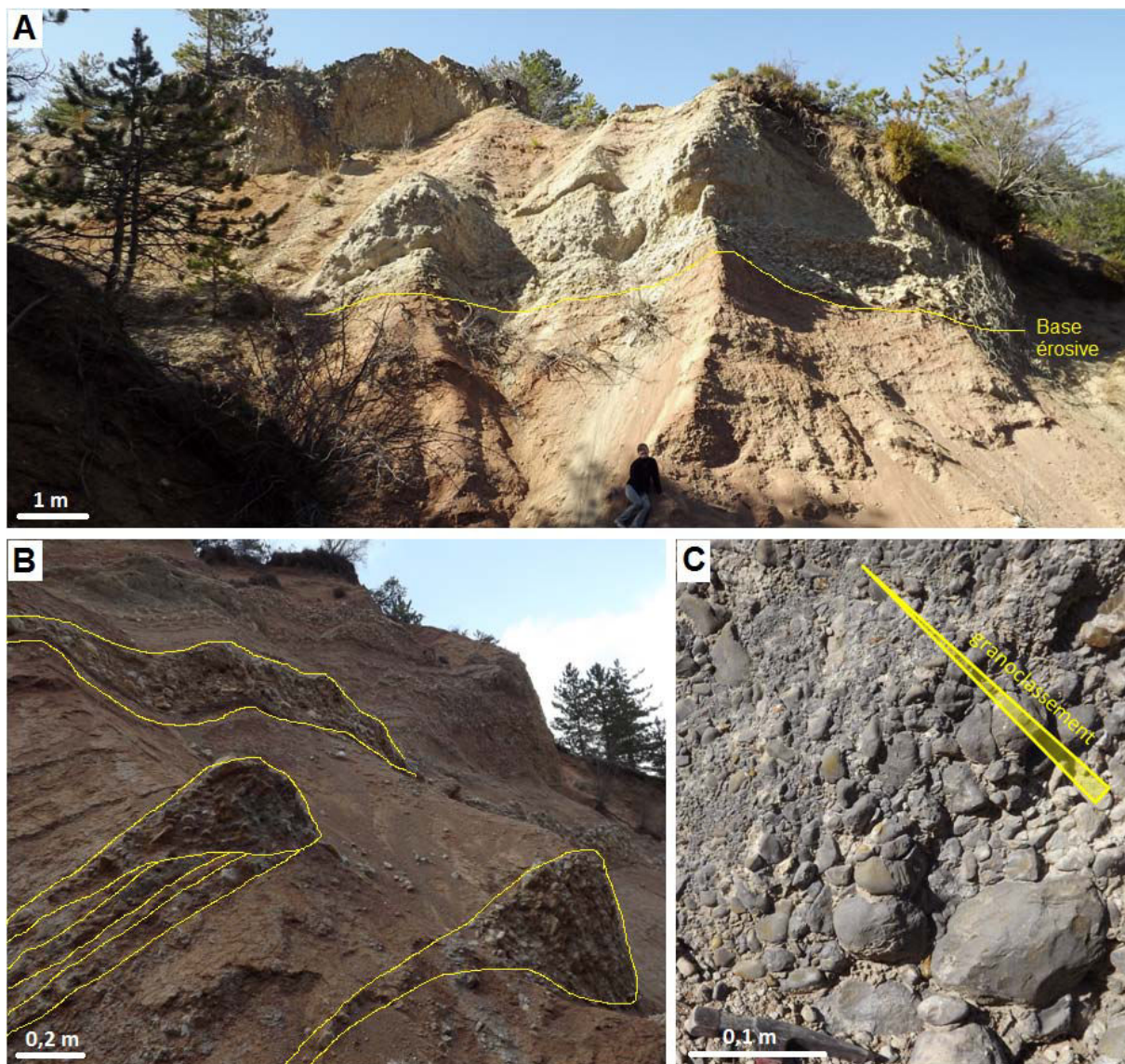


Planche I. Conglomérats de la série de Beynes-Châteauredon. A) Conglomérats d'extension latérale décimétrique présentant une belle base érosive sur des marnes rouges (cote 47 et 55 m, coupe de Font d'Eygout). B) Chenaux lenticulaires métriques compris dans une épaisse série marneuse (base coupe RFE 4). C) Vue détaillée d'un conglomérat à éléments plus ou moins anguleux et jointifs (cote 55 m, coupe de Font d'Eygout).

- **Dépôts sableux et bancs gréseux :**

Des couches sableuses grises (5Y7/2, 5Y8/2 d'après la charte de Munsell) sont relativement abondantes dans ces affleurements, particulièrement à partir de 85 mètres sur la coupe de Font d'Eygout et sur la coupe des Courtiers (**Planche II**). Les moins épaisses (0,1 à 1 mètre) se trouvent généralement dans la continuité latérale des lentilles conglomératiques décrites précédemment. Leur extension latérale atteint fréquemment plusieurs dizaines de mètres et les sables sont parfois consolidés et se présentent sous forme de lentilles gréseuses, à la base desquelles des graviers sont souvent observés. Des couches d'épaisseur plurimétriques sont également observées au milieu de la coupe de Font d'Eygout et dans la seconde moitié de la coupe des Courtiers. La dernière couche gréseuse massive de la seconde coupe contient également des fossiles d'huîtres.

- **Argiles et silts :**

Les dépôts fins prédominent dans l'affleurement de Font d'Eygout, et représentent 60 à 65 % de l'épaisseur de la pile sédimentaire. Ces sédiments présentent fréquemment une couleur rosée (2.5YR7/2, 5YR7/3) à brun-rouge (10R4/8), en passant par le rouge vif (2.5YR6/6), témoignant de bonnes conditions d'oxydation. Le milieu de la coupe de Font d'Eygout (74 à 110 m) et la seconde moitié de la coupe des Courtiers affichent cependant des teintes plus sombres, plutôt grises (5Y6/1, 10R4/1), violacées (10R4/3, 7.5YR4/3) avec des taches ou des niveaux jaunes ocres (2.5Y7/6) (**Planche II**). Des oncolites de forme allongée et à remplissage calcitique concentrique sont observables dans ces niveaux sombres. C'est aussi dans ceux-ci qu'ont été découverts les gisements fossilifères à restes de rongeurs et à palynomorphes de la coupe de Font d'Eygout (Graciansky et al., 1982 ; Bialkowski, 2002). La granulométrie de ces dépôts est légèrement granocroissante sous les dépôts plus grossiers comme les barres gréseuses.

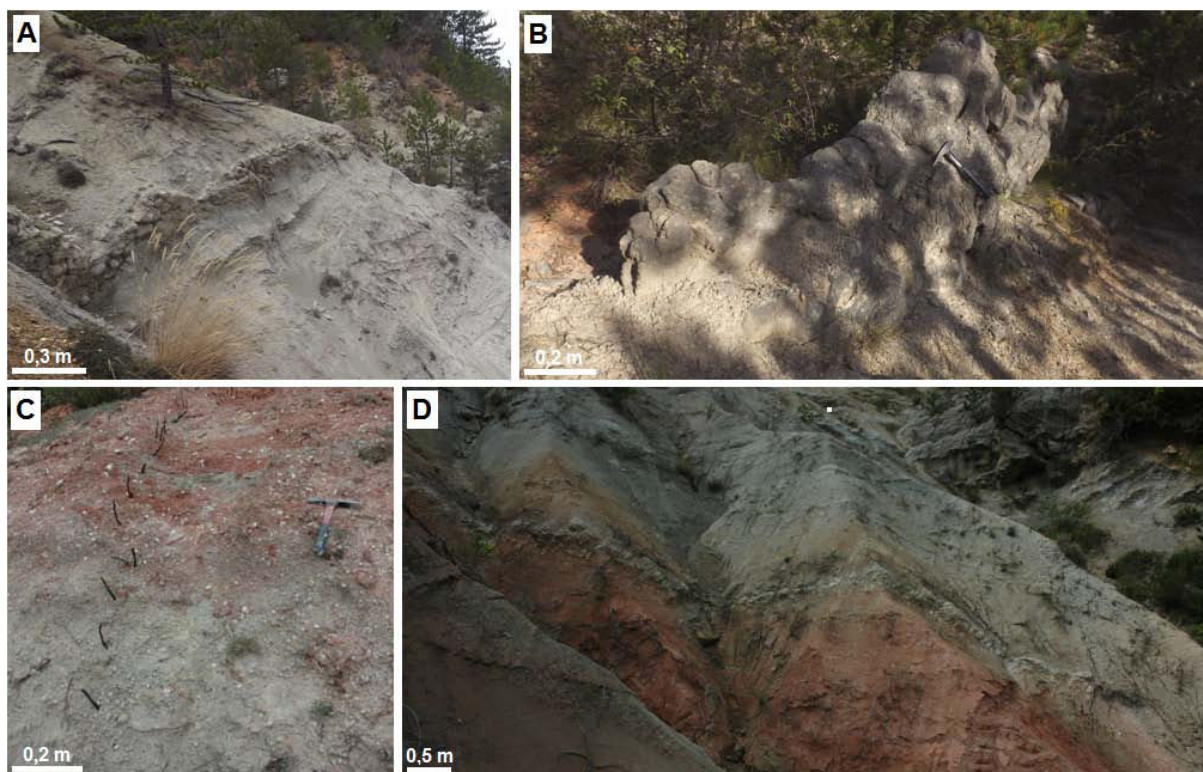


Planche II. Grès, sables et sédiments fins (argiles, silts) de la série de Beynes-Châteauredon. A) Barres gréseuses d'épaisseur décimétrique à pluridécimétrique ressortant des couches silteuses par érosion différentielle (cote 97 m, entre coupe de Font d'Eygout et RFE 2). B) Lentille gréseuse d'extension latérale plurimétrique et d'épaisseur métrique, correspondant à un remplissage de chenal au sein de dépôts majoritairement argileux (partie haute de la coupe RFE 2). C) Alternances de couches argileuses et de bancs sableux (partie terminale de la coupe de Font d'Eygout). D) Transition entre des dépôts fins (rouges oxydés, à la base) et des dépôts plus silto-sableux ocre à gris sombre (partie supérieure) (cote 60 à 90 m, coupe de Font d'Eygout).

- Calcaires :

Derniers faciès de la série, des bancs calcaires beiges (2.5Y à 5Y8/2) à rougeâtres (10R8/1, 7.5YR8/2), d'extension latérale allant de quelques mètres à plusieurs dizaines et d'épaisseur le plus souvent pluridécimétrique, parfois plurimétrique (**Planche III**). Ceux-ci se présentent principalement sous forme de lentilles isolées au sein des couches argilo-silteuses. La transition avec les autres faciès est plus nette. Quelques-uns sont observables au-dessus des conglomérats. Ces calcaires sont peu massifs et présentent une mauvaise structuration voire un débit en plaquettes. Ils sont particulièrement visibles sur les 50 premiers mètres de l'affleurement de Font d'Eygout, bien que quelques uns, très réduits, soient recensés au sommet de cette coupe et dans celle des Courtiers.

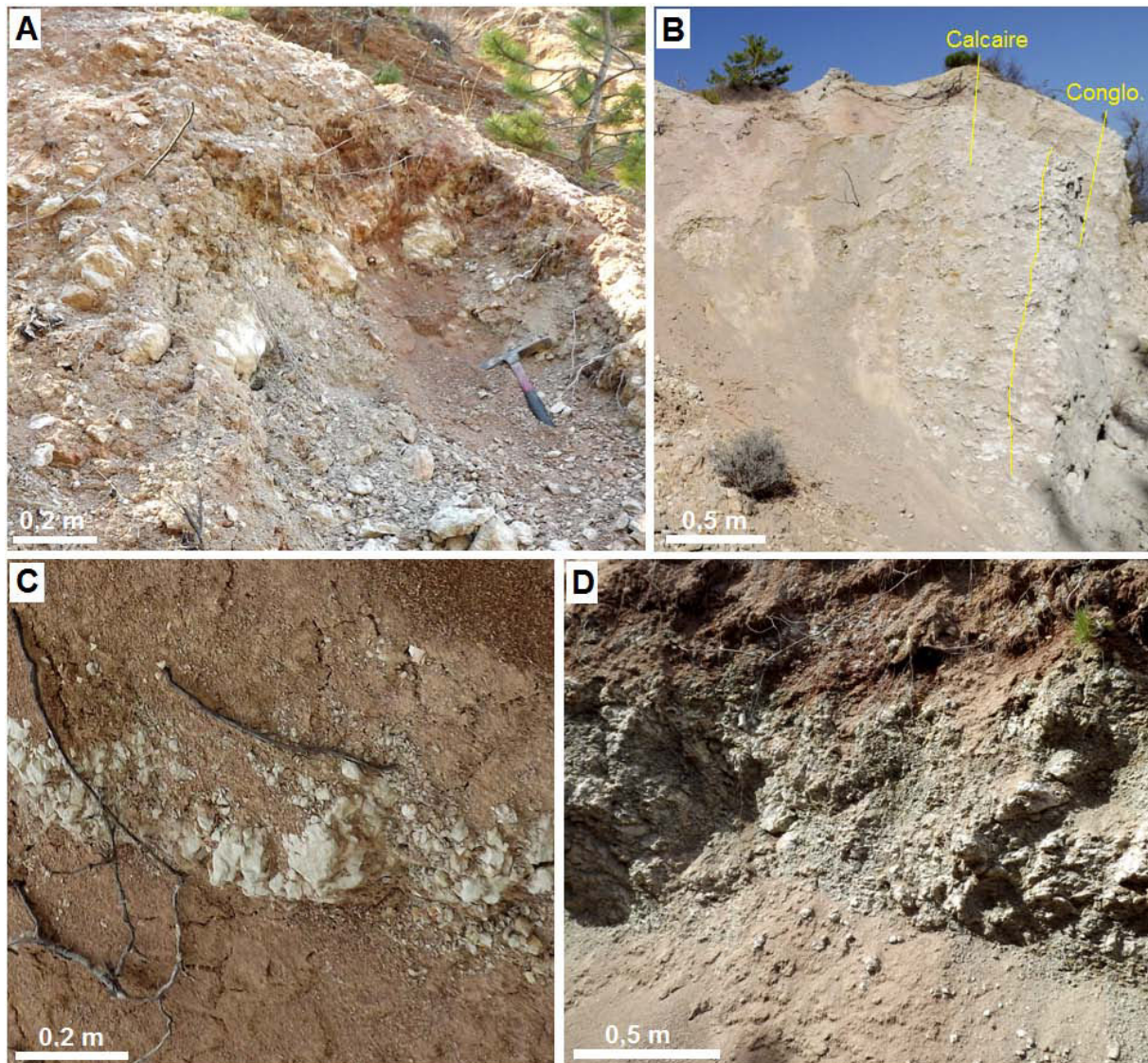


Planche III. Calcaires de la série de Beynes-Châteauredon. A) Bancs calcaires lacustres, déstructurés (base de la coupe de Font d'Eygout). B) Calcaire lacustre sur conglomérat et ayant subi la pédogenèse (cote 49 m, coupe de Font d'Eygout). C) Calcaire palustre d'épaisseur décimétrique sans structuration marquée (cote 11 m, coupe de Font d'Eygout). D) Calcaires à débit en plaquettes surmonté par un paléosol (partie supérieure plus oxydée) (cote 50 m, coupe RFE 3).

L'observation de l'ensemble de ces dépôts permet d'interpréter le cadre paléoenvironnemental de la série étudiée :

- Les **lentilles conglomératiques et gréseuses constituent des paléo-chenaux** en bordure desquels se sont déposés **des levées sableuses ou des lobes de crevasses** suite à des ruptures de berges. Les **corps chenalisés à éléments grossiers** témoignent de processus de **cônes alluviaux** plus ou moins torrentiels en fonction de la proximité avec la bordure du paléo-relief. L'imbrication des galets indique globalement un écoulement vers le Nord-Nord-Ouest. Les chenaux gréseux, qui révèlent une direction d'écoulement similaire, sont associés à une origine plus distale.
- Les **couches sableuses sont donc principalement d'origine fluviale, hormis au sommet de la section des Courtiers** où leur épaisseur est plurimétrique et où la présence de fossiles permet de les interpréter comme des **dépôts deltaïques à marins peu profonds**.
- Dans ce contexte, les **sédiments les plus fins** (argiles et silts) **sont interprétés comme des alluvions déposées par les crues successives** de ces chenaux et entraînées plus loin de ceux-ci du fait de la taille réduite des particules. Leur oxydation témoignant de leur exposition aux agents atmosphériques.
- Les **calcaires peu massifs ont une origine lacustre à palustre** selon leurs dimensions, les calcaires lacustres présentant une extension parfois pluri-hectométrique. Ceux qui reposent sur des argiles de débordement sont liés à l'installation de lacs ou de marécages dans les bas topographiques de la plaine. Ceux qui surplombent les lentilles conglomératiques sont probablement les témoins d'abandon d'une portion de rivière suite à une avulsion et d'une stagnation des eaux suivant un schéma de type "oxbow lake".

L'ensemble est donc interprété comme une plaine d'inondation bordée par des cônes alluviaux de dimensions restreintes, expliquant les interactions entre systèmes locaux (conglomérats) et distaux (grès) (Figure 3-4).

La base de la coupe de Font d'Eygout, entre 0 et 62 mètres, composée de lentilles conglomératiques à éléments subanguleux et jointifs alternant avec des calcaires palustres à lacustres et des argiles de débordement, est interprétée comme un système alluvial proximal et lacustre (Figure 3-3). Entre 62 et 92 mètres, les dépôts fins dominent, et alternent avec des couches silto-sableuses à oncolites. Ils sont associés à un environnement de plaine d'inondation. Les couleurs de plus en plus sombres témoignant de la mise en place de conditions réductrices et l'étude des variations latérales plus au Nord dans la série menée par Bialkowski (2002) et Bauer (2006) permet d'associer ces conditions à une phase de haut niveau marin modulée par la tectonique locale de ce bassin d'avant-pays. La suite de la coupe, entre 92 et 150 mètres, consiste en des alternances d'alluvions fines et de levées, lobes de crevasse et chenaux gréseux associés à un système fluviale.

Les 35 premiers mètres de la coupe des Courtiers présentent les mêmes faciès que la dernière partie de la coupe de Font d'Eygout. Cependant, les dépôts sableux plus récurrents et les conglomérats nous amènent à interpréter une certaine pérennité des apports plus proximaux dans ce secteur. La deuxième partie de la coupe, avec des argiles et des silts gris à ocres alternant avec d'épaisses passées sableuses, consiste en la transition vers un environnement marin.

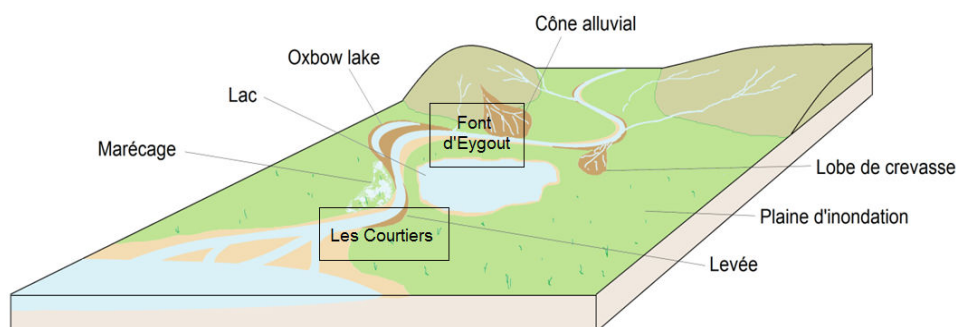


Figure 3-4. Bloc diagramme représentant le contexte paléoenvironnemental du dépôt de la série de Beynes-Châteauredon.

3.1.2 Coupes du fan de Tórtola

Les données complémentaires provenant du bassin de Loranca ont été recueillies dans trois coupes étudiées récemment par Held (2011) dans une problématique paléohydrologique. Il s'agit des coupes de **Canales**, située à l'Ouest de Huete, et de **La Higuera** et **Penas de San Juan** situées plus au Nord (**Figure 3-5**, **Figure 3-6**).

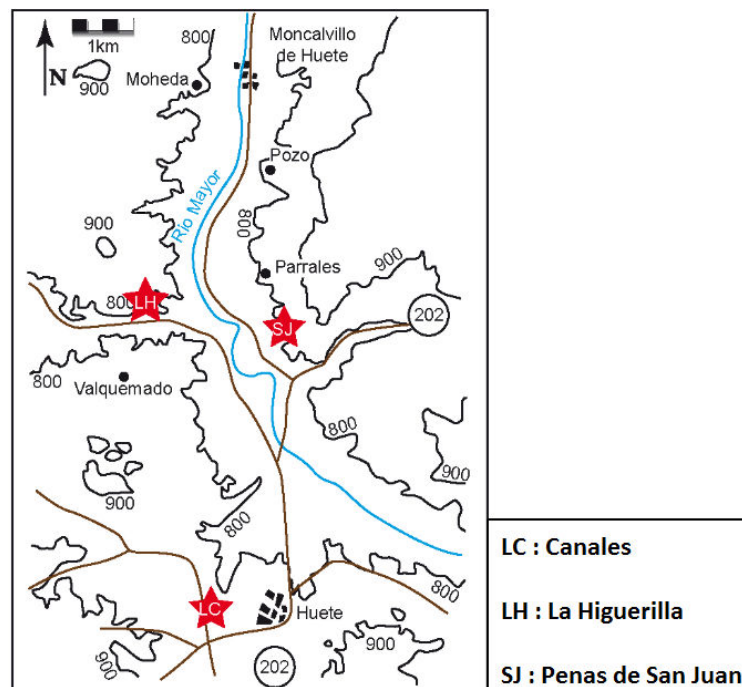


Figure 3-5. Carte topographique simplifiée du secteur de Huete. Les sections dans lesquelles les paléosols sont étudiés sont marquées par des étoiles rouges.

Ces coupes sont composées de **sédiments fluviaux et alluviaux comparables à ceux observés dans la série de Beynes-Châteauredon**. Des chenaux principalement gréseux qui présentent latéralement des levées et des lobes de crevasse alternent avec des alluvions fines déposées dans la plaine d'inondation et des calcaires lacustres formés dans les dépressions. Des dépôts gypseux sont également observables, notamment au sommet de la section de Penas de San Juan. La formation de ces évaporites est reliée à un environnement de type playa.

Quatre niveaux fossilifères identifiés dans ces coupes, associés aux faciès lacustres et marécageux, permettent de les corréler et de les dater de la fin du Chattien (biozones MP 28 et MP 29) et de l'Aquitaniien (MN1 et MN2) (Daams, 1996a,b ; Cojan et al., 2006 ; Held, 2011). L'étude des paléosols de ces coupes permettra donc d'apporter des résultats dont une partie pourra être comparée à ceux du Sud-Est de la France, et l'autre élargira l'intervalle stratigraphique étudiée.

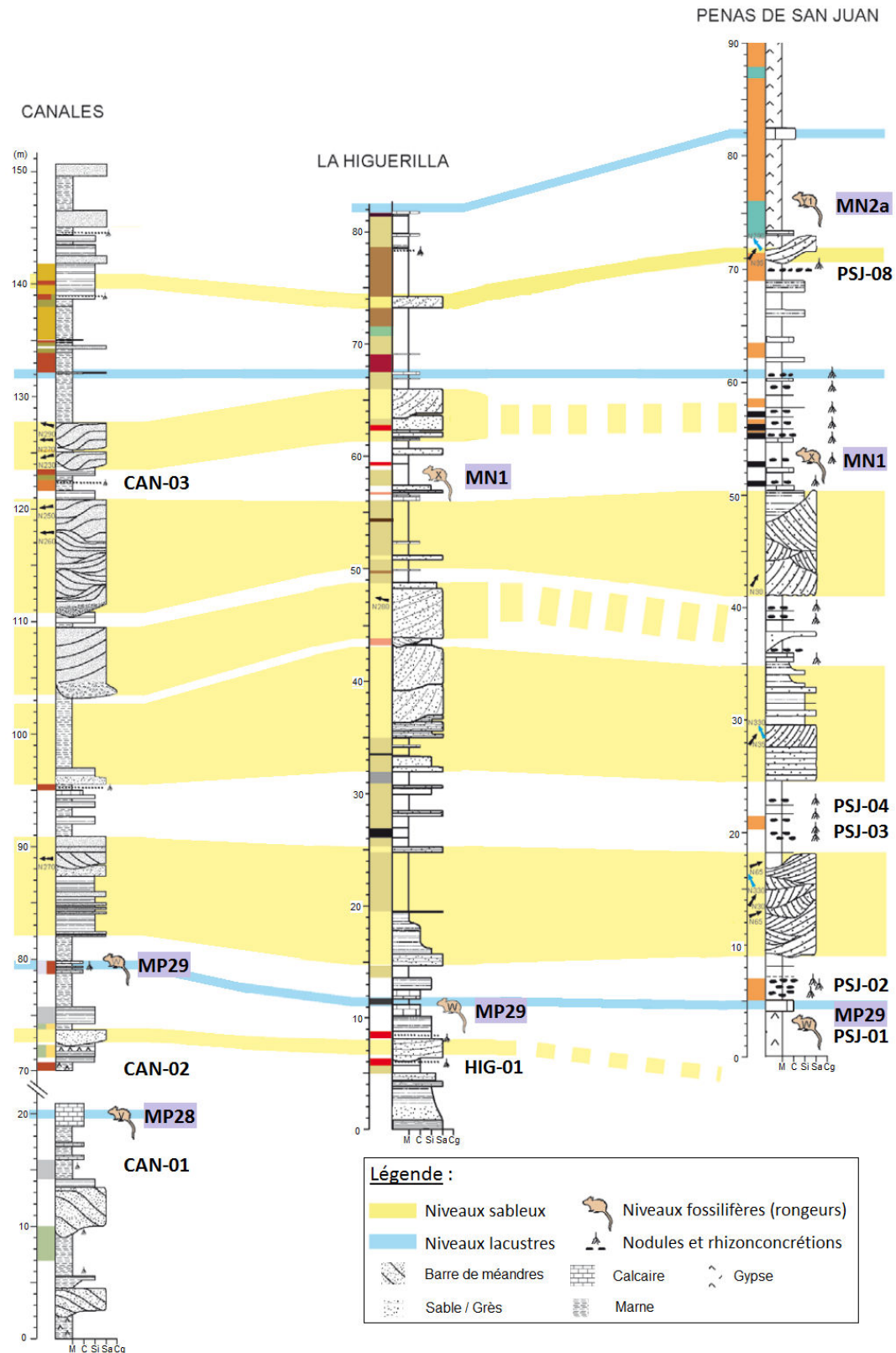


Figure 3-6. Coupes de Canales, La Higuera et de Penas de San Juan, et corrélations (d'après Held, 2011).

3.2 Description des paléosols

55 paléosols ont été recensés sur la coupe de Font d'Eygout et 20 sur la coupe des Courtiers en ce qui concerne le bassin de Digne-Valensole. Pour le bassin de Loranca, 9 profils ont été échantillonnés sur les trois coupes présentées précédemment et ont été utilisés pour cette étude.

3.2.1 Description physique

Tous ces paléosols sont aisément identifiables sur le terrain car ils présentent des nodules et rhizoconcrétions composés de carbonate de calcium et des couleurs rouges à ocres liées à l'oxydation des sédiments altérés. Ces profils ont été étudiés de façon détaillée en termes de granulométrie et de lithologie, de couleur et d'épaisseur des horizons. La nature du matériau parental a également été déterminée in situ ainsi que la taille moyenne et la densité des nodules et rhizoconcrétions. Les tableaux résultants et les dessins des profils sont présentés en annexes 1 à 3, les paragraphes suivants synthétisent les principales observations.

Les nodules et rhizoconcrétions carbonatés sont de texture micritique et présentent peu de recristallisation (Planche IV). Ils sont regroupés en un horizon Bk d'épaisseur variant entre 0,1 et 1,8 m.

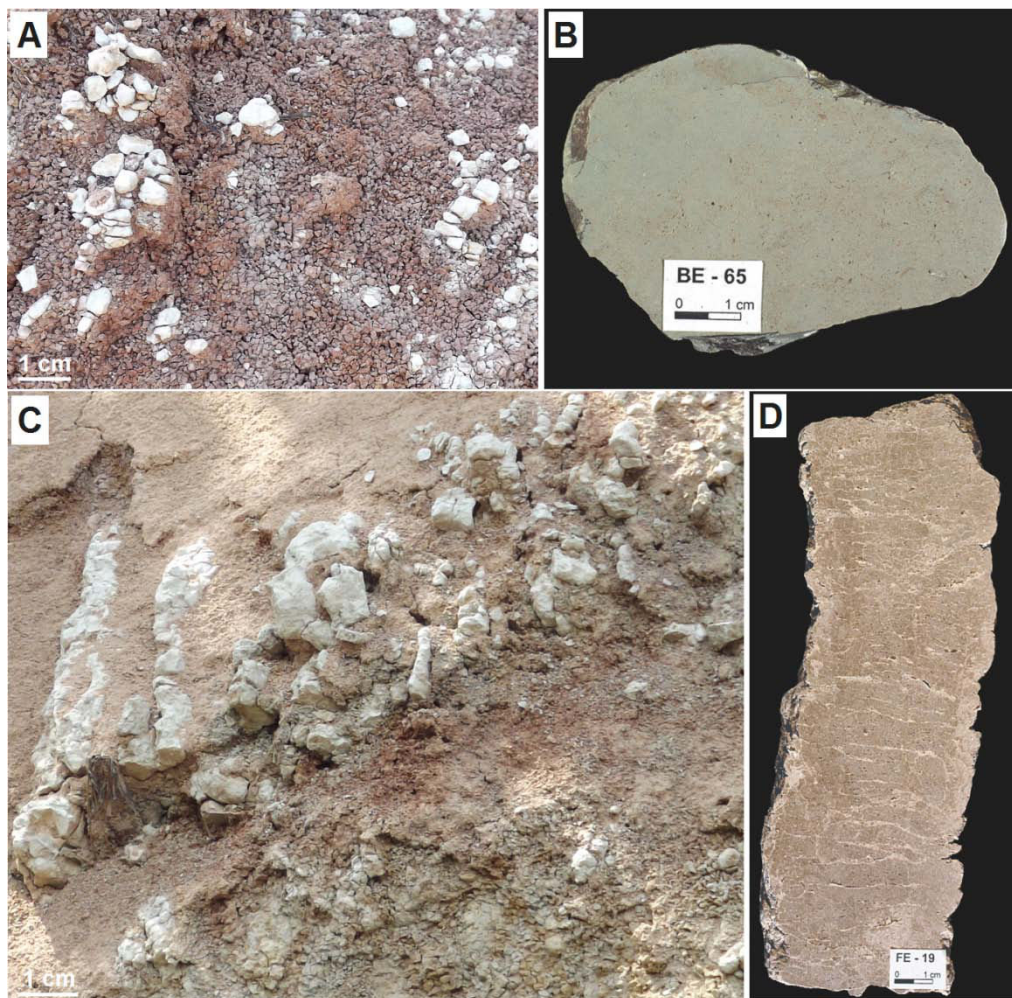


Planche IV. Nodules et rhizoconcrétions carbonatés. A) Nodules pédogénétiques calcaires isolés au sein d'une matrice argileuse. B) Section de nodule pédogénétique, à texture micritique et sans recristallisation. C) Rhizoconcrétions verticales calcaires. D) Section d'une rhizoconcrétion. Les marbrures horizontales sont liées à la cristallisation de sparite au sein d'une matrice micritique du fait d'alternance de phase de dessiccation (fentes) et de saturation temporaire en eau (précipitation de sparite).

Ce CaCO_3 pédogénétique présente différents stades de maturité (**Planche V**), le plus fréquemment observé étant le stade II, à nodules indurés pluri-millimétriques à pluri-centimétriques, de forme globuleuse à subanguleuse. Quelques nodules moins indurés correspondent au stade de calcification le moins avancé (**stade I**), alors que plusieurs paléosols présentent des nodules coalescents et des rhizoconcrétions tubulaires verticales (**stade III**) et que l'un des paléosols de Font d'Eygout (cote 72 m) présente une pétro-cimentation progressive (**stade IV** puis **V**). Cette accumulation carbonatée de nature pédogénétique étant la caractéristique principale de ces profils d'altération, ils peuvent être désignés comme des Calcisols selon la classification spécifique aux paléosols proposée par Mack et collaborateurs (1993). Cet horizon d'accumulation est souvent surmonté d'un horizon argileux interprété comme un Bw, l'accumulation d'argiles pouvant résulter d'une néoformation, mais aussi dans la plupart des cas simplement de la lixiviation des éléments plus solubles. L'horizon A de surface est plus difficile à reconnaître, la matière organique n'étant pas préservée dans ces paléosols. De plus, dans ces séries continentales, la **partie superficielle des profils d'altération est souvent tronquée par des phénomènes érosifs**. Les profils d'altération peuvent également se superposer, le paléosol le plus récent se développant sur les horizons les plus superficiels du profil antérieur.

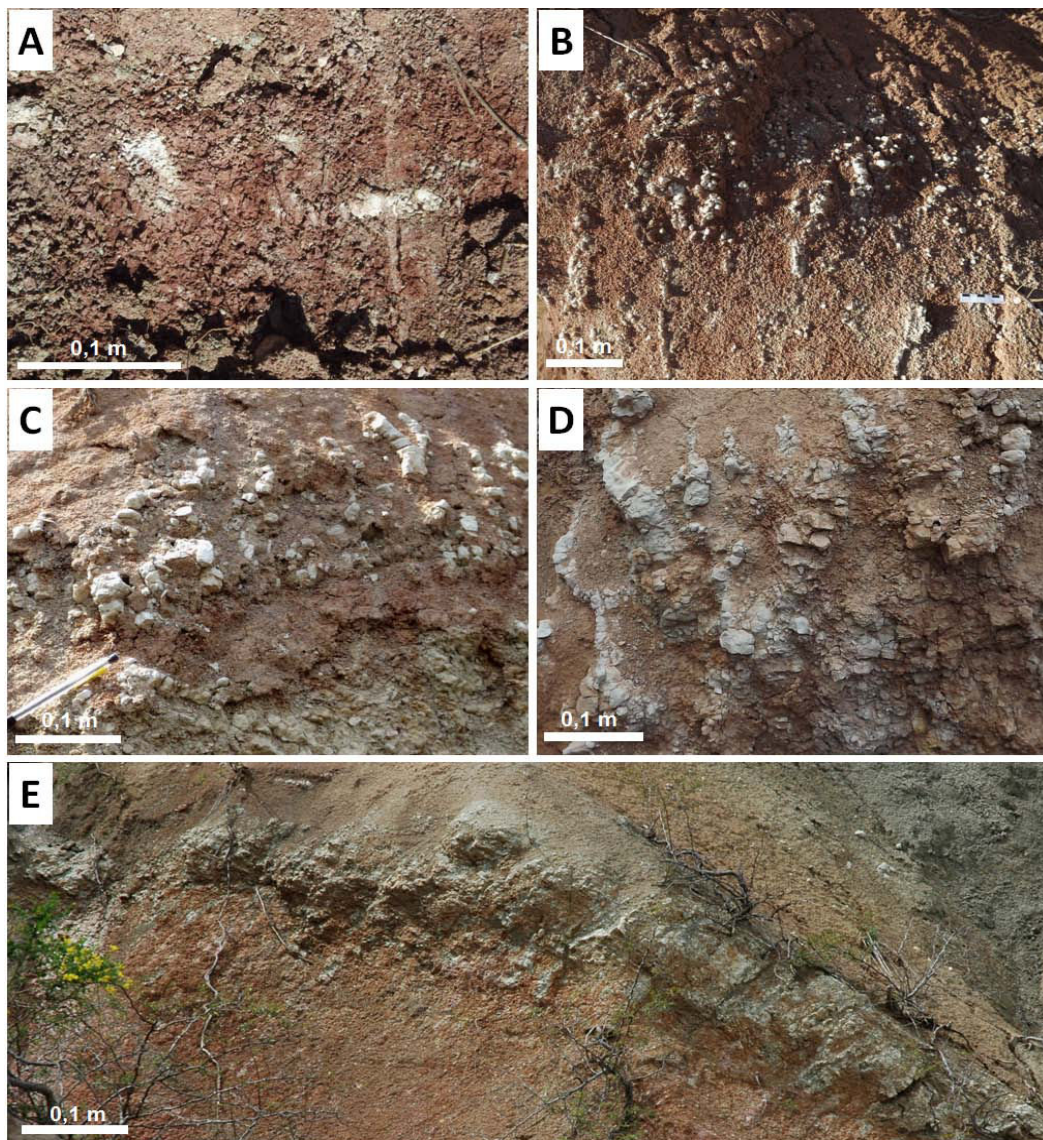


Planche V. Différents stades de maturité des accumulations de CaCO_3 pédogénétique. A) Stade I : nodules pédogénétiques peu indurés. B) Stade II : nodules pluri-millimétriques indurés dispersés ou alignés verticalement en relation avec le système racinaire. C) Stade II-III : nodules pluri-centimétriques plus coalescents. D) Stade III : rhizoconcrétions verticales au sein d'une matrice enrichie en CaCO_3 E) Stade IV-V : horizon pétrocalciq surmontant un horizon où les nodules sont visibles mais englobés dans une matrice argilo-calcaire.

Ces paléosols sont **développés sur l'ensemble des faciès sédimentaires** détaillés précédemment (Planche VI), ces derniers influençant partiellement les caractéristiques des profils :

- Les paléosols formés sur les sédiments plus fins sont généralement caractérisés par des **nodules isolés** (stade II). Les couleurs varient en fonction des conditions de saturation en eau, liée à la porosité des matériaux mais aussi à la proximité des chenaux et donc à l'exposition aux crues. Des teintes rouges à rosées sont liées à des conditions d'oxydation assez permanentes, alors que des teintes plus ocres sont visibles dans les niveaux sombres associés aux faciès palustres/lacustres et côtiers, témoignant d'alternance de conditions réductrices et oxydantes.
- La base des **profils formés sur les conglomérats** présente fréquemment des **croûtes calcaires d'épaisseur millimétrique développées sur les galets les plus superficiels, surmontées d'un horizon plus noduleux, et une oxydation progressive vers le sommet du profil d'altération**.
- Enfin, les paléosols développés sur les calcaires palustres et lacustres présentent de façon presque **systématique les horizons Bk les plus évolués, avec des rhizoconcrétions affectant le sommet de ces calcaires** (stade III). Ceux-ci sont également déstructurés et rubéfiés. Ils semblent donc que **la richesse en carbonate de calcium du matériau parental influence de manière importante le développement de ces horizons carbonatés**. Dans ces séries cependant, certaines accumulations de CaCO_3 sont probablement de nature purement palustre, avec des rhizoconcrétions métriques affectant l'ensemble des niveaux calcaires et des teintes sombres synonymes de conditions réductrices.

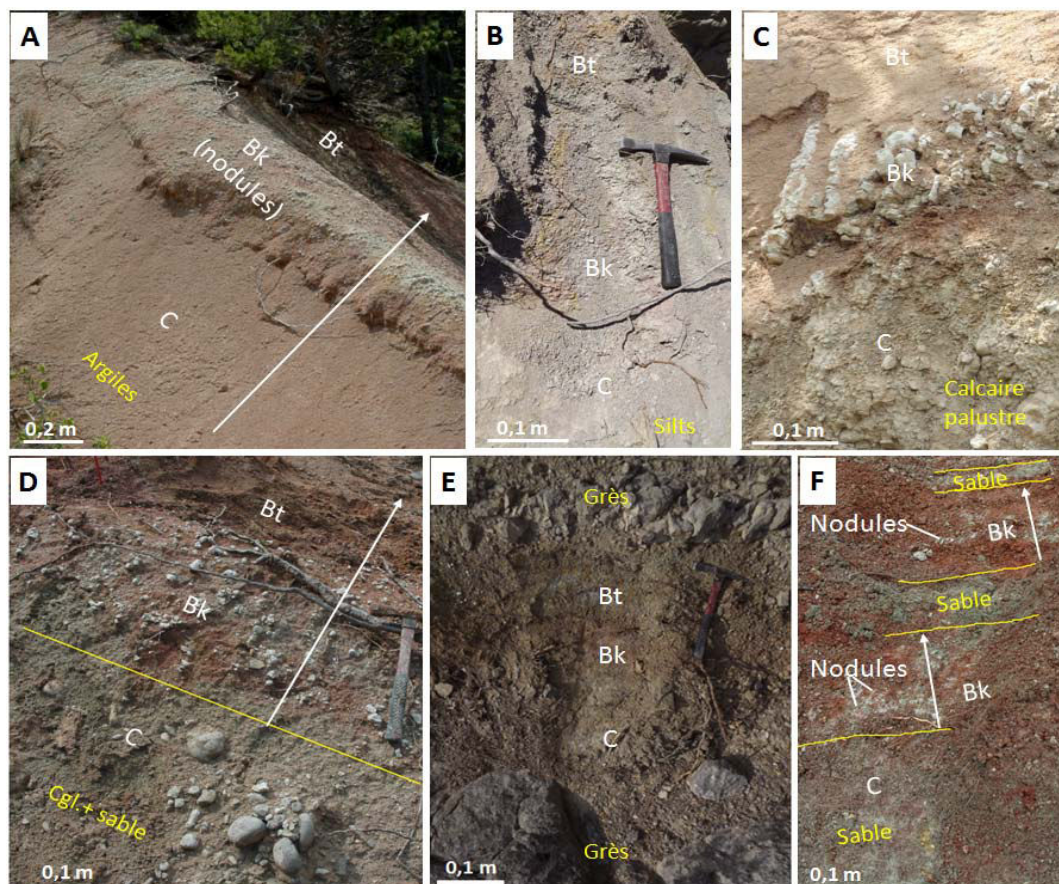


Planche VI. Pédogenèse sur les différents faciès et influence de la dynamique sédimentaire dans leur préservation. A) Argiles de débordement. Noter la rubéfaction des sédiments et le niveau d'accumulation de CaCO_3 mis en relief par l'érosion différentielle (Fe-C.06). B) Sédiments silteux. Quelques nodules carbonatés pluri-millimétriques sont visibles ainsi que des taches ocres dans des sédiments gris sombres, témoignant de conditions oxydoréductrices fluctuantes (Fe-C.09). C) Calcaire palustre dont le sommet est rubéfié et présente des rhizoconcrétions verticales (base RFE 3). D) Paléosol carbonaté développé sur une passée conglomératique (Fe-C.01). Certains galets du toit de cette couche sont recouverts d'une fine pellicule calcaire. E) Paléosol préservé entre deux barres gréseuses (Cou-16). F) Paléosols tronqués par des dépôts sableux (Fe-E.10 et 11).

3.2.2 Profils géochimiques et minéralogiques

Les profils géochimiques de ces paléosols ont également été étudiés en détail afin de mieux comprendre les processus pédogénétiques entrés en jeu dans leur formation. Les paragraphes suivants traitent d'abord de la méthodologie analytique, avant une présentation synthétique des résultats, illustrés par des profils types.

3.2.2.1 Méthodes d'analyse

Avant d'effectuer les différentes analyses, un travail de dégagement de la pellicule superficielle des profils affectée par l'altération actuelle a été nécessaire. Celle-ci représente une épaisseur de 20 à 50 cm selon les conditions d'affleurement. Ensuite, pour l'échantillonnage, un pas de 10 à 20 cm dans le sens de la stratigraphie est adopté, en prenant soin d'échantillonner l'ensemble des horizons et sédiments sous et sus-jacents afin d'avoir une résolution très fine de l'information. Jusqu'à plus de 20 analyses sont donc réalisées sur les profils les plus épais, contre 3 à 5 pour les plus réduits. Si les études géochimiques classiques des profils pédologiques prennent uniquement en compte la fraction fine des horizons Bk, représentant ce qui est disponible et assimilable par les végétaux (Baize, 2000), les nodules calcaires constituant parfois la fraction dominante de ces paléosols ont également été échantillonnés en prenant en compte leur densité.

La **composition minéralogique de la roche totale** et la **minéralogie des argiles** ont alors été analysées par **diffraction rayons X** dans les laboratoires du Centre de Géosciences de Mines ParisTech. 28 paléosols, représentatifs de l'ensemble des profils, ont été échantillonnés pour un total de 220 analyses de roche totale et 199 d'argiles, permettant de se pencher sur la diversité des roches-mères et la variabilité des profils rencontrés dans les différents affleurements étudiés. L'incertitude relative à l'analyse est de 5 à 10 %.

Pour mesurer les **teneurs** et caractériser les **distributions des éléments majeurs** au sein des profils paléopédologiques, deux méthodes ont été employées :

- La **spectrométrie optique par torche à plasma (ICP-OES)**, méthode de laboratoire classiquement utilisée dans les études pédologiques, et qui nécessite un travail de micro-broyage avant d'effectuer les mesures. L'incertitude sur les principaux éléments mesurés (Al, Si, K, Ca, Ti, Mn, Fe) est inférieure à 5 % de la valeur mesurée, voire 2 % pour les plus abondants (Al, Si, Ca). Les analyses (n = 480) ont été réalisées au Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques (CRPG) de Vandoeuvre-lès-Nancy.
- Une **sonde à fluorescence X portable** a également été mise à notre disposition par la Fédération Île-de-France de Recherche sur l'Environnement (FIRE). Il s'agit d'un outil encore peu utilisé sur des objets de ce type en dehors de la recherche de métaux lourds (site web Olympus), mais qui s'est révélé très précieux lors de cette étude. Avec un temps optimal d'analyse in situ évalué à une minute par échantillon, plus de 950 mesures ont pu être effectuées pour compléter notre étude. L'incertitude est inférieure à 3 % de la teneur mesurée pour les éléments majeurs les plus abondants, hormis l'aluminium pour lequel elle est de 10 %. Il s'agit de l'élément le plus léger mesurable avec cette sonde.

Des tests préalables, présentés en annexe 5, ont été menés afin de calibrer la sonde, de s'assurer de la reproductibilité des résultats d'analyses d'échantillons bruts (non réduit en poudre) par XRF, et de les comparer aux résultats d'analyses ICP sur des échantillons homogénéisés.

La sonde XRF présente une précision moindre dans la détection des éléments légers comme l'aluminium. Cependant, les résultats anormaux, qui affectent moins de 10 % des analyses, peuvent être repérés et écartés aisément en étudiant la somme des teneurs élémentaires (et des éléments légers), alors largement supérieure à 100 %.

Ensuite, les teneurs mesurées in situ sont légèrement différentes de celles obtenues par ICP du fait de l'analyse sans homogénéisation préalable des matériaux.

Des équations spécifiques à chaque élément majeur ont été établies à partir de l'analyse par les deux méthodes d'une trentaine d'échantillons variés (argiles, niveaux à nodules carbonatés, silts, sables) afin de corriger les données XRF (**Tableau 3-1**).

XRF in situ => ICP poudre	
Al_2O_3	$\text{ICP (\%)} = 0,8507 \text{ XRF (\%)} + 0,515$
SiO_2	$\text{ICP (\%)} = 0,8122 \text{ XRF (\%)} + 12,241$
K_2O	$\text{ICP (\%)} = 0,4882 \text{ XRF (\%)} - 0,1312$
CaO	$\text{ICP (\%)} = 1,0634 \text{ XRF (\%)} + 0,5624$
TiO_2	$\text{ICP (\%)} = 1,0455 \text{ XRF (\%)} + 0,0104$
MnO	$\text{ICP (\%)} = 0,6049 \text{ XRF (\%)} + 0,0008$
Fe_2O_3	$\text{ICP (\%)} = 1,011 \text{ XRF (\%)} - 0,4$

Tableau 3-1. Equations de correction des résultats XRF. Celles-ci sont établies à partir de l'analyse de 29 échantillons argileux, argilo-calcaires, silteux et sableux provenant de l'ensemble des horizons (Bw, Bk et C) de 5 paléosols de la coupe de Font d'Eygout (Fe-A.05, Fe-A.08, Fe-A.09, Fe-D.04 et Fe-D.05). Les détails concernant l'établissement de ces équations sont présentés en annexe 5.

Si les analyses ICP apparaissent donc plus précises, la rapidité des analyses XRF in situ permet d'obtenir un nombre plus important de données et donc une meilleure résolution verticale concernant la composition géochimiques des profils (paléo)pédologiques, et les corrections pouvant leur être apporté à partir de quelques points de comparaisons justifient grandement l'intérêt de cette sonde dans ce type d'étude.

3.2.2.2 Profils types

L'ensemble des données géochimiques obtenues est présenté en annexe 6. Les profils des deux bassins étudiés sont extrêmement similaires, seuls quelques uns des paléosols analysés dans le bassin de Loranca présentent des teneurs en MgO plus importantes en sommet de profil.

Dans les paragraphes suivants, nous illustrons les résultats de cette étude géochimique à partir de quelques exemples représentatifs de paléosols formés sur différents matériaux (argiles, sables, calcaires). Les profils simples, affectés par une seule phase de pédogenèse, sont abordés en premier, avant d'illustrer les profils géochimiques de deux paléosols qui se superposent.

- **Paléosols à profil simple, formés sur argiles de débordement** (Fe-A.09, cote 14 m, 25 m au NNE de la coupe de Font d'Eygout (**Figure 3-3**)) :

Ce type de paléosol est illustré par le profil Fe-A.09, formé sur des alluvions fines de plaine d'inondation. Les sédiments sur lesquels il s'est développé présentent une rubéfaction importante ainsi que de la marmorisation. La partie superficielle est composée d'un horizon Bw, l'horizon A n'est pas reconnu du fait que la matière organique n'est pas préservée et qu'aucune différenciation ne soit remarquée en termes de couleur ou de densité. Il surmonte un horizon Bk noduleux (stade II).

Les analyses de **roche totale** réalisées permettent d'identifier trois espèces minéralogiques au sein de ce profil : du quartz, de la calcite et de l'argile (**Figure 3-7**). Ces trois espèces se retrouvent d'ailleurs dans l'ensemble des profils analysés, quel que soit le matériau parental. A noter que la calcite apparaît assez mal cristallisée au regard des spectres DRX, ce qui plaide encore en faveur d'une diagenèse limitée (comm. pers. M. Thiry).

L'horizon C est composé d'environ 25 % de quartz, 15 % de calcite et 60 % d'argiles. Cette **fraction argileuse** est représentée principalement par des interstratifiés illites/smectites, à hauteur de 55 %, mais aussi 20 % de smectites, des chlorites/smectites et de la kaolinite représentant chacun 10 % des minéraux argileux, et de l'illite à hauteur de 5 %.

L'horizon Bk montre un enrichissement en calcite, avec une teneur moyenne de 70 %, aux dépens du quartz et des argiles qui passent respectivement à 10 % et à 20 %. Dans cet horizon, les proportions d'illites, de chlorites/smectites et de kaolinite n'ont pas varié significativement par rapport à l'horizon C, mais la teneur en illites/smectites est en moyenne 15 % plus faible, au profit des smectites qui montrent une valeur deux fois plus élevée dans cet horizon.

L'horizon superficiel Bw présente un léger enrichissement en quartz et en argiles, avec des valeurs moyennes respectives de 15 et 35 %, alors que la calcite est moins abondante que dans l'horizon sous-jacent, représentant tout de même 50 % de la roche totale. L'étude du cortège des minéraux argileux montre relativement peu d'évolution par rapport au Bk. Un léger enrichissement en kaolinite est observé, mais celui-ci reste compris dans l'incertitude analytique.

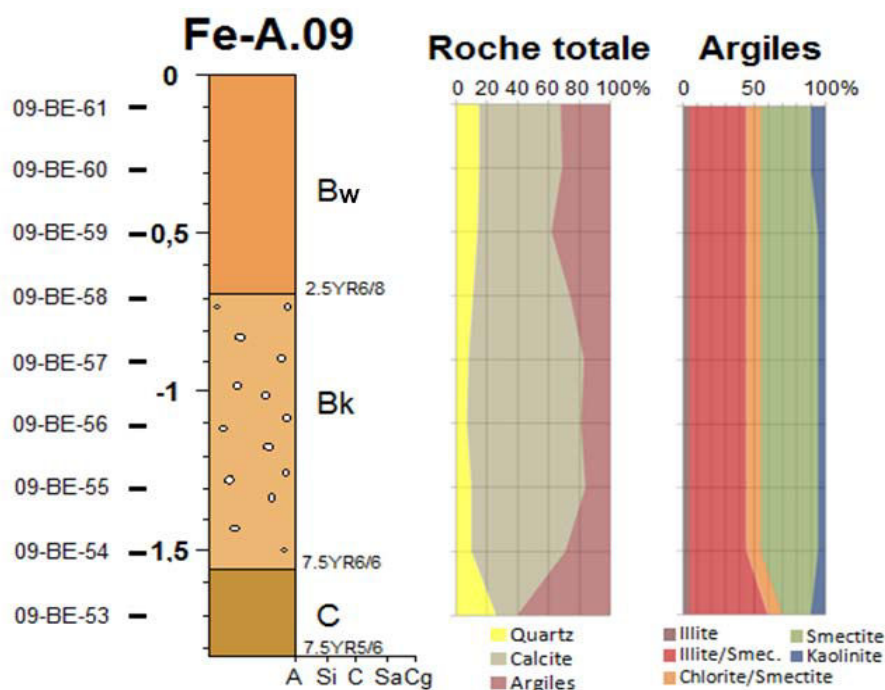


Figure 3-7. Diagrammes roche totale et minéraux argileux d'un paléosol à profil simple formé sur des argiles de débordement (Fe-A.09, Font d'Eygout).

Du point de vue de la roche totale, on remarque donc une accumulation de calcite coïncidant avec l'horizon à nodules pédogénétiques. L'horizon le plus superficiel est plus argileux et plus riche en quartz que le Bk du fait de la lixiviation du carbonate de calcium. Les proportions de ces minéraux sont toutefois inférieures à celles mesurées dans l'horizon C où la calcite représente une faible proportion du matériau.

Cette observation semble donc aller dans le sens d'un enrichissement en CaCO_3 de l'horizon B lié à des apports extérieurs. En effet, deux sources sont attribuées au Ca des sols actuels : le matériau parental bien sûr, mais aussi les poussières atmosphériques, qui peuvent même représenter la source principale dans certaines régions arides à semi-arides (Yaalon & Ganor, 1975 ; Pewe et al., 1981 ; McFadden et al., 1986 ; Brimhall et al., 1988 ; Dan, 1990 ; Miller et al., 1993 ; Yaalon, 1995 ; Khadkikar et al., 1998 ; Van der Hoven & Quade, 2002). L'influence de phénomène de cimentation tardive par circulation de fluides chargés en carbonate post-enfouissement peut également être envisagé dans ces séries continentales, mais la diagenèse est reconnue comme limitée et celle-ci n'explique pas la carbonatation plus importante de l'horizon Bk en particulier.

Concernant la fraction argileuse, on remarque une transformation des interstratifiés illites/smectites en smectites entre l'horizon C et l'horizon B, et probablement une légère néoformation de kaolinite au niveau du Bw, bien que l'enrichissement soit inférieur à l'incertitude analytique.

L'étude de la distribution des teneurs en **éléments majeurs** dans le profil de ce paléosol nous indique un matériau parental composé d'environ 54 % de SiO_2 , 13,4 % d' Al_2O_3 , 4,6 % de Fe_2O_3 , 7,3 % de CaO, environ 1,8 % de K_2O et MgO, 0,64 % de TiO_2 et moins de 0,02 % de Na_2O et MnO (**Figure 3-8**). Le diagramme représentant les distributions des teneurs en éléments majeurs permet également d'observer la proportion plus importante de carbonate de calcium dans l'horizon B par rapport à l'horizon C, avec une valeur moyenne de CaO de 25 % dans le Bw et de 37,4 % dans le Bk, ce qui est en accord avec la proportion de calcite déterminée par DRX (division de la teneur en CaO par 0,55976 pour obtenir la teneur en CaCO_3). Globalement, les autres éléments montrent une évolution inverse par rapport au CaO.

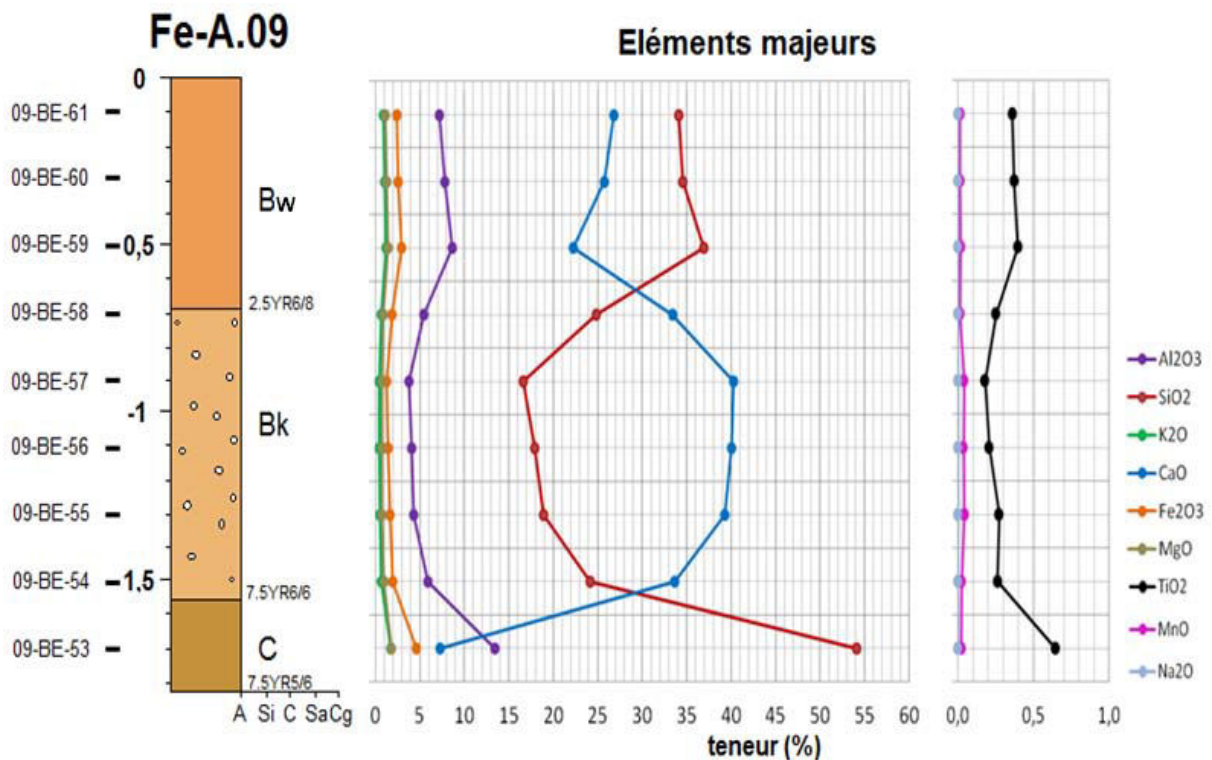


Figure 3-8. Distribution des éléments majeurs (mesurés par ICP-OES) dans le profil d'un paléosol simple formé sur des argiles de plaine d'inondation (Fe-A.09, Font d'Eygout).

Ces distributions étant relatives, des ratios élémentaires peuvent être utilisés pour caractériser les pertes ou les enrichissements d'éléments mobiles par rapport à des éléments plus stables (**Figure 3-9**) :

- La somme des teneurs des bases représente 3,5 fois celle de l' Al_2O_3 dans le Bw et 8,6 dans le Bk alors qu'elle est seulement de 0,8 fois celle de l'aluminium dans l'horizon C. Cela souligne encore une fois

l'éventualité d'apports extérieurs de CaCO_3 en sommet de profil. **Le Ca progressivement lixivié s'est accumulé dans le Bk où il a précipité** à la faveur de l'évaporation. Parallèlement à ce phénomène, la teneur en aluminium est plus importante dans le Bw, témoignant de **l'illuviation d'argiles**.

- Le ratio d'argilosité ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$) est relativement stable sur l'ensemble du profil, avec une moyenne de 0,23 et des extrema de 0,21 et 0,25. La valeur la plus faible est observée dans le Bk et la plus forte dans l'horizon C, ce qui va dans le sens du diagramme roche totale et suggère que le Bk est moins argileux que les deux autres horizons du fait de l'accumulation de CaCO_3 , et bien que le Bw soit plus argileux que ce dernier, il l'est moins que l'horizon C du fait de la proportion plus importante de carbonate de calcium.
- Le rapport du Fe_2O_3 sur le TiO_2 apparaît lui aussi relativement stable, avec une moyenne de 7,0 et des extrema de 6,1 et 7,4. Les légères diminutions de ce ratio peuvent être interprétées comme des différences dans la composition des argiles qui ont subi la pédogenèse, et les valeurs légèrement plus élevées à la base du Bw révèlent une faible accumulation d'oxydes de fer.
- Enfin, l'indice chimique d'altération (CIA) (cf. partie 1.5.2.3), bien que défini pour caractériser la dégradation des feldspaths dans les roches endogènes avec l'altération pédogénétique, a déjà été utilisé sur des matériaux sédimentaires pour caractériser leur degré d'altération (Hamer et al., 2007b). Son application à ce paléosol sans décarbonatation préalable révèle une valeur environ deux fois plus élevée dans le Bw que dans le C, avec une moyenne de 23 dans l'horizon le plus superficiel contre 11 dans le second. Cependant, la plus forte valeur (60) est observée dans l'horizon C, le plus pauvre en CaO. Cet indice n'est donc pas adapté à ces profils paléopédologiques riches en carbonate de calcium. Il n'est utilisable que pour des paléosols pauvres en CaO ou pour des profils dans lesquels cet élément présente peu de variation.

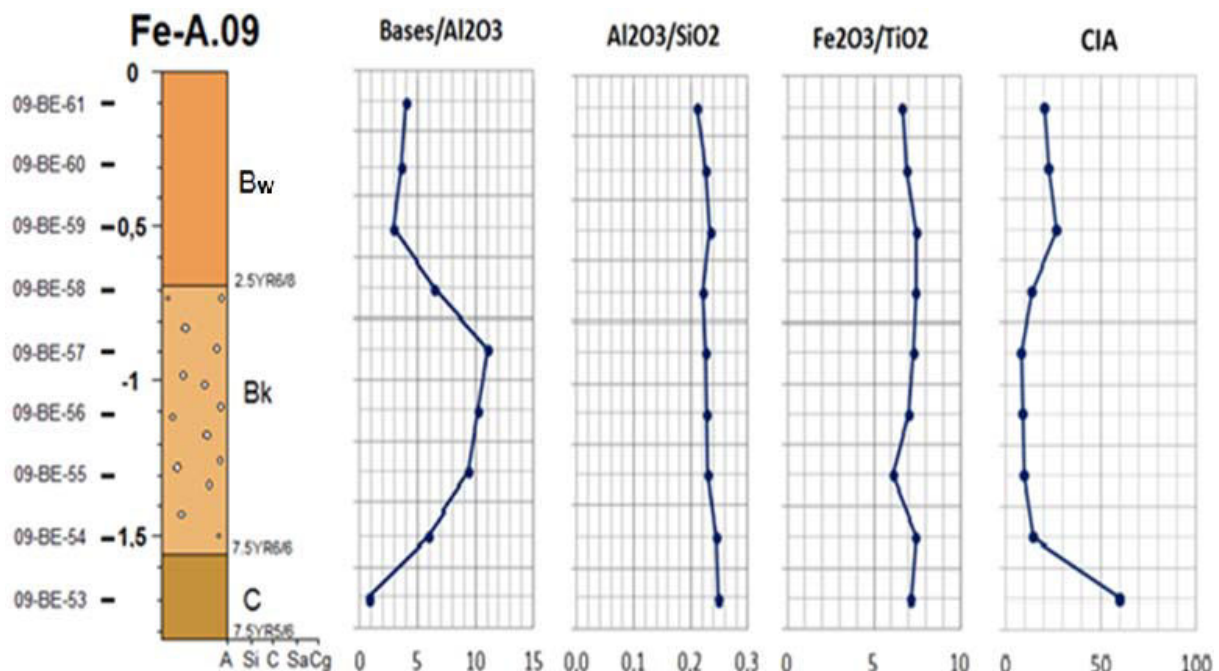


Figure 3-9. Étude des pertes et enrichissement d'éléments majeurs au sein du profil Fe-A.09 par l'utilisation de ratios comparant des éléments mobiles à des éléments stables.

- **Paléosols à profil simple, formés sur dépôt sableux** (Fe-D.04, cote 100 m, coupe de Font d'Eygout) :

Le profil Fe-D.04 est utilisé pour illustrer ce type de paléosol, formé sur des dépôts sableux associés à des lobes de crevasses ou des levées, observable dans l'ensemble des coupes étudiées. Ici encore, l'horizon A n'est pas identifié, et a probablement été modifié si ce n'est tronqué par le dépôt sableux successif à

cette pédogenèse. Des couleurs rosées et de la marmorisation affectent l'horizon B, où l'on distingue encore une fois un Bk noduleux (stade II) et un horizon plus argileux le surmontant. L'horizon C est défini comme la partie superficielle de la couche sableuse et la transition entre ce sable et la granulométrie argileuse de l'horizon B.

Les analyses DRX révèlent un horizon C composé de seulement 20 % de quartz, 60 % de calcite, qui constitue donc la majeure partie de ce sédiment, et 20 % d'argile (**Figure 3-10**). Cette fraction argileuse est constituée de 30 % de smectite, 20 % de kaolinite, 20 % d'interstratifiés de type illite/smectite, 20 % d'illite et 10 % de chlorite/smectite.

L'analyse de l'horizon Bk révèle un appauvrissement en calcite par rapport au matériau parental, mais la teneur de ce minéral reste tout de même à 40 % en moyenne. La proportion de quartz est similaire à l'horizon C, mais la proportion d'argile a doublé, avec 40 % dans cet horizon contre 20 % dans le C. Ceci est en accord avec l'analyse granulométrique réalisée in situ, et peut être expliqué par une granodécroissance des dépôts affectés par l'érosion et par l'altération pédogénétique. Les minéraux argileux ont assez peu évolué, seule une diminution de 5 % de smectite concomitante avec une hausse de la teneur en illite smectite est observée, cela restant encore une fois dans l'intervalle d'incertitude analytique.

L'horizon Bw présente toujours 40 % de calcite. La teneur de quartz a encore diminué, de 7 % par rapport au Bk avec une valeur de 15 %, au profit de la fraction argileuse qui est plus importante de 5 % avec une teneur de 45 %. Dans celle-ci seule la teneur en chlorite/smectite est similaire à celle mesurée dans le Bk, l'illite diminue de moitié et passe à 10 %, la proportion d'interstratifiés illite/smectite baisse de 5 %, la smectite se fait plus abondante avec 35 %, tout comme la kaolinite qui représente alors 25 % des minéraux argileux.

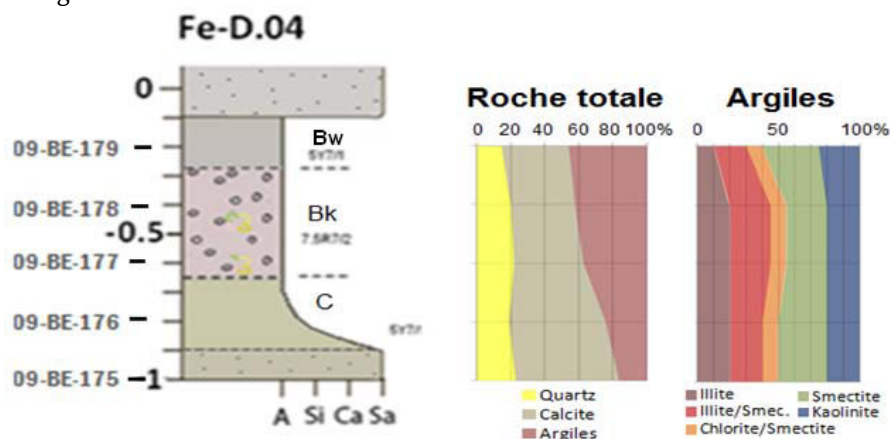


Figure 3-10. Diagrammes roche totale et minéraux argileux d'un paléosol à profil simple formé sur des dépôts sableux d'origine fluviale (Fe-D.04, Font d'Eygout).

Si le sommet du profil de ce paléosol présente donc une décarbonatation évidente par rapport au matériau parental, on y retrouve encore une forte teneur de calcite. Le fait que le Bk ne soit pas plus enrichi que l'horizon C indique une plus faible influence des apports extérieurs, contrairement au profil illustré précédemment. Vers le sommet du profil, la proportion de quartz a tendance à se réduire parallèlement à une plus grande proportion d'argiles. L'étude des minéraux argileux révèle une formation de smectite et probablement de kaolinite dans l'horizon Bw par dégradation de l'illite et des interstratifiés illite/smectite.

L'étude de la composition élémentaire révèle pour le matériau parental des teneurs en CaO d'environ 30 % (soit plus de 50 % de CaCO_3), du SiO_2 à hauteur de 30 à 35 % (supérieur aux 20 % de quartz mesurés par XRD car CaO mesuré ici et non CaCO_3), entre 3 et 5 % d' Al_2O_3 , 2 à 3 % de Fe_2O_3 , 1 % de MgO et K_2O , 0,2 à 0,3 % de TiO_2 et moins de 0,1 % de MnO et Na_2O (**Figure 3-11**). Tout comme avec les diagrammes DRX, on retrouve la décalcification progressive du sommet du profil d'altération, liée à cette altération ou à l'hétérogénéité du matériau parental, avec seulement 20 % de CaO dans le Bw.

L'accumulation de CaCO_3 dans le Bk est moins marquée que dans l'exemple précédent du fait de la forte teneur dans le matériau parental, mais est tout de même observable.

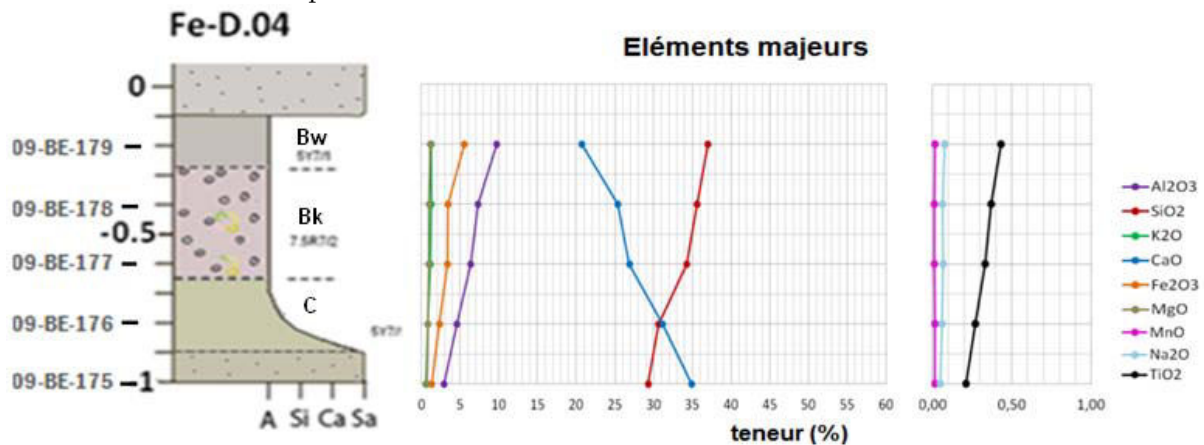


Figure 3-11. Distribution des éléments majeurs (mesurées par ICP-OES) dans le profil d'un paléosol simple formé sur un dépôt sableux d'origine fluviale (Fe-D.04, Font d'Eygout).

Les ratios d'éléments majeurs utilisés précédemment ont également été employés afin d'appréhender davantage les processus pédogénétiques (**Figure 3-12**) :

- La valeur du rapport de la somme des teneurs des bases sur l' Al_2O_3 décroît vers le sommet du profil, avec une valeur moyenne de 9,7 dans l'horizon C et des valeurs respectives de 4,2 et 2,4 dans les horizons Bk et Bw. Cette diminution traduit la décalcification du sommet du profil et la formation concomitante d'argiles.
- Cette formation progressive d'argiles est également soulignée par l'étude de l'évolution des valeurs du ratio d'argilosité. Une valeur moyenne de 0,13 est mesurée dans l'horizon C, 0,2 dans le Bk et 0,26 dans le Bw.
- L'étude du ratio $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ révèle également une accumulation d'oxydes de fer au sommet du profil, avec des valeurs de 12,8 dans le Bw, 9,7 dans le Bk et 7,5 dans l'horizon C.
- Enfin, le calcul du CIA révèle une altération croissante avec une valeur trois fois supérieure pour l'horizon Bw que pour l'horizon C. Cependant, cela coïncide également avec la diminution de CaO qui, comme évoqué plus tôt, a tendance à sous-estimer cet indice lorsqu'il est abondant. Cette augmentation est donc probablement biaisée.

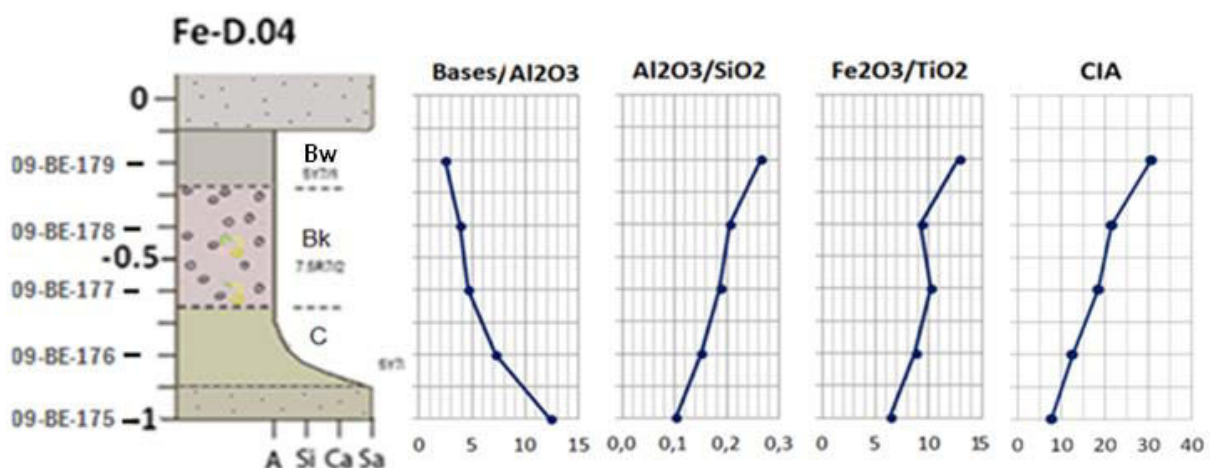


Figure 3-12. Etude des pertes et enrichissement d'éléments majeurs au sein du profil Fe-D.04 par l'utilisation de ratios comparant des éléments mobiles à des éléments stables.

- **Paléosols à profil simple, formés sur calcaire palustre/lacustre** (Fe-A.06, cote 9 m, coupe de Font d'Eygout) :

La pédogenèse sur calcaire palustre/lacustre est maintenant illustrée à partir du profil du paléosol Fe-A.06 situé à la base de la coupe de Font d'Eygout. Encore une fois, trois horizons sont identifiés : un Bw argileux en haut du profil, un Bk qui présente des nodules isolés (stade II) ou des nodules agglomérés en rhizomorphes (stade III), et un horizon C correspondant à la partie du banc calcaire non affectée par la pédogenèse.

Les analyses DRX indiquent un horizon C composé en moyenne de 70 % de calcite, 10 % de quartz et 20 % d'argile (**Figure 3-13**). Cette argile est constituée de 85 % d'interstratifiés de type illite/smectite, et d'illite, chlorite/smectite et kaolinite, chacun à hauteur de 5 %.

Le Bk est composé de 50 % de calcite, 15 % de quartz et 30 % d'argiles. Les assemblages de minéraux argileux ne montrent aucune évolution par rapport à la roche-mère, seul un pic d'illite/smectite à 90 % est observé à la transition entre la partie du Bk caractérisée par des rhizomorphes et la partie à nodules plus isolés. Ce pic est corrélé à une disparition de chlorite/smectite du signal.

L'horizon superficiel est quant à lui enrichi en quartz et en argile, qui représentent respectivement 25 et 40 % du matériau. La décarbonatation de cette partie superficielle est marquée, avec plus que 30 % de calcite. Les proportions de minéraux argileux ont encore une fois peu évolué entre ces deux horizons. Seuls les interstratifiés illites/smectites semblent diminuer au profit des chlorites/smectites au sommet de cet horizon.

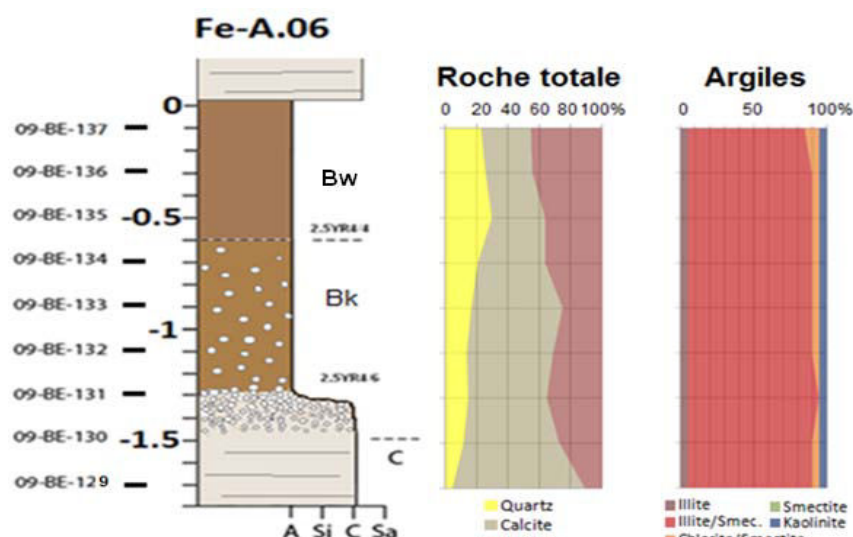


Figure 3-13. Diagrammes roche totale et minéraux argileux d'un paléosol à profil simple formé sur un calcaire palustre (Fe-A.06, Font d'Eygout).

Dans cet exemple également, on observe une décalcification de la partie superficielle du profil paléopédologique au profit du quartz et de l'argile dans le Bw, de nature pédologique ou simplement liée au matériau altéré. L'accumulation de CaCO_3 dans le Bk est bien marquée, et bien que la majeure partie soit liée à la nature du matériau parental, la teneur plus importante de calcite au milieu de cet horizon témoigne également d'apports extérieurs. Bien que ce paléosol semble être plus mature que les deux exemples précédents du fait de la présence d'un Bk de stade III, l'étude des minéraux argileux montre peu d'évolution. Cela confirme donc l'hypothèse émise plus tôt qui stipule que les stades de maturité de ces accumulations carbonatées pédologiques sont fortement influencés par la nature du matériau parental.

La composition élémentaire a également été étudiée (**Figure 3-14**). L'horizon C est composé majoritairement de CaO , à hauteur de 53 %, soit l'équivalent de 95 % de CaCO_3 . A cela s'ajoute 2,7 % de SiO_2 , 0,67 % d' Al_2O_3 , 0,26 % de Fe_2O_3 , 0,13 % de K_2O , 0,12 % de MgO et 0,03 % de TiO_2 . L'étude de la distribution de ces éléments majeurs confirme bien l'enrichissement en SiO_2 et Al_2O_3 du sommet du profil et la décalcification progressive, avec des teneurs maximales d' Al_2O_3 et de SiO_2 de 11,80 et 48 % et une teneur minimale de CaO de 11,7 % dans le Bw. L'augmentation de la teneur en TiO_2 jusqu'à l'horizon argileux est un argument supplémentaire à l'hypothèse d'un matériau parental non homogène.

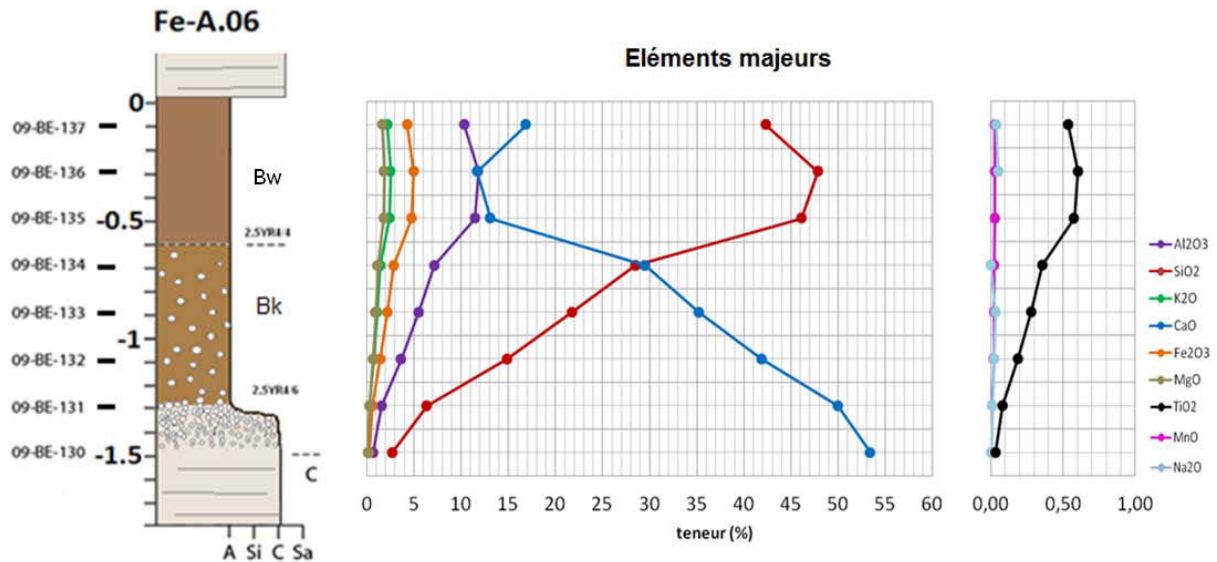


Figure 3-14. Distribution des éléments majeurs (mesurées par ICP-OES) dans le profil d'un paléosol simple formé sur un calcaire palustre (Fe-A.06, Font d'Eygout).

Les différents ratios élémentaires ont également été calculés (Figure 3-15) :

- Le rapport des teneurs des bases sur celle de l'aluminium décroît progressivement de 80 à 2 entre la base de l'horizon C et le sommet du Bw, en lien avec la décalcification du sommet du profil.
- Le ratio d'argilosité est très stable et montre seulement une très légère augmentation de 2 % dans l'horizon B par rapport au C. Cela confirme que très peu d'argile a été formée lors de cette pédogenèse, et que l'évolution du rapport bases/ Al_2O_3 décrite précédemment est essentiellement liée à la lixiviation des bases.
- De même, le ratio Fe_2O_3/TiO_2 est 1,05 fois supérieur au sommet du profil qu'à la base, témoignant d'une très légère accumulation d'oxydes de fer dans la partie superficielle du profil.
- Le CIA, quant à lui, est presque 30 fois supérieur dans le Bw qu'à la base, mais cette évolution est presque uniquement liée à la perte progressive du CaO vers le sommet du profil, étant donné la faible évolution montrée par les autres variables.

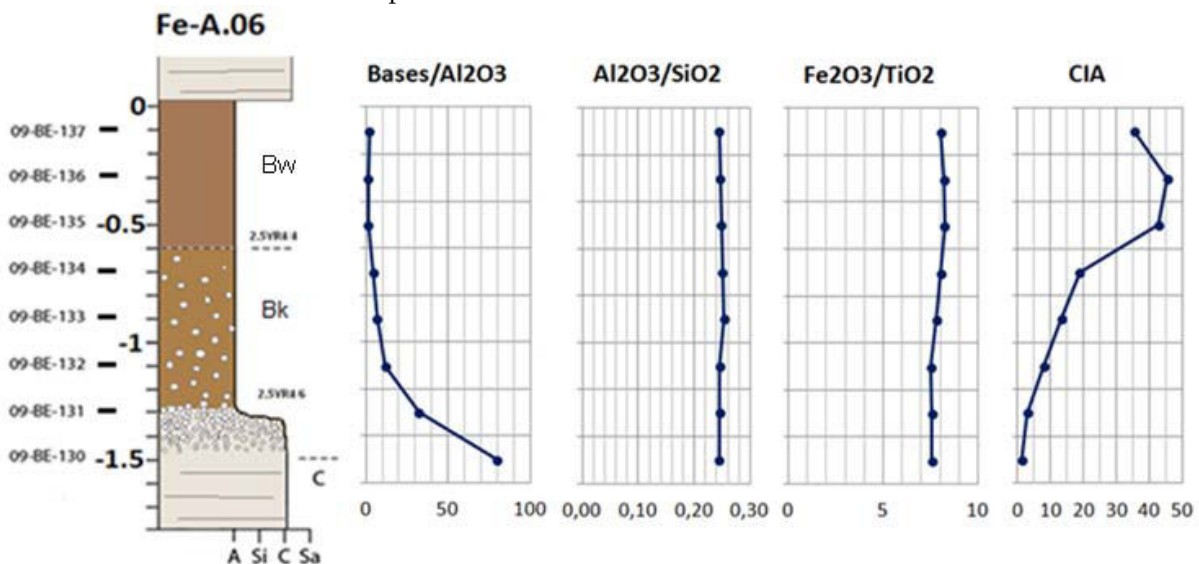


Figure 3-15. Etude des pertes et enrichissement d'éléments majeurs au sein du profil Fe-A.06 par l'utilisation de ratios comparant des éléments mobiles à des éléments stables.

- **Paléosols superposés** (Fe-B.07 et 08, cote 52 et 54 m, coupe de Font d'Eygout) :

Si la majorité des paléosols étudiés dans les différentes coupes peut être reliée à l'un des exemples détaillés précédemment, certains profils se superposent. En effet, suite à des apports sédimentaires une pédogenèse peut être stoppée et un nouveau profil peut se développer sur les sédiments récemment déposés et éventuellement sur les horizons superficiels du profil précédent. Plusieurs paléosols de ce type sont notamment observés à la base de la coupe de Font d'Eygout (environnement alluvial proximal et lacustre) et en son sommet (ceinture de chenaux). Les profils géochimiques élémentaires de ceux-ci sont illustrés dans les paragraphes suivants par les paléosols superposés Fe-B.07 et Fe-B.08 :

- Le premier profil, développé sur des silts, présente un horizon Bk à nodules calcaires isolés (stade II) et un horizon Bw d'au moins un mètre d'épaisseur. L'horizon C est composé de 42 % de CaO, 15 % de SiO₂, 3 % d'Al₂O₃, 1 à 2 % de K₂O, MgO et Fe₂O₃, 0,15 % de TiO₂ et moins de 0,1% de Na₂O et MnO (**Figure 3-16**). Le Bk contient jusqu'à 48 % de CaO, alors que le Bw en contient entre 33 et 38 %, ce qui témoigne ici aussi de la décalcification de l'horizon superficiel et de l'accumulation de CaCO₃ au sein du Bw. Parallèlement, les teneurs de Al₂O₃ et de SiO₂ augmentent et présentent des valeurs respectives de 5 à 6 % et de 22 à 25 % dans le Bw.

La somme des teneurs des éléments basiques est 14 fois supérieure à la teneur d'Al₂O₃ dans l'horizon C, jusqu'à 24 fois plus élevée dans le Bk et de 6 à 12 fois plus importante dans le Bw (**Figure 3-17**). Le ratio d'argilosité augmente très légèrement entre les horizons C et Bw avec des valeurs respectives de 0,20 et 0,22, ce qui permet d'affirmer que l'évolution du ratio précédent est principalement liée à la migration du calcium. La valeur du rapport Fe₂O₃/TiO₂ 1,3 fois supérieure dans l'horizon Bw que dans l'horizon C suggère également une légère accumulation d'oxydes de fer en sommet de profil.

- La seconde phase de pédogenèse représentée par le paléosol Fe-B.08 s'est donc produite après un nouveau dépôt alluvionnaire argilo-silteux. Le matériau parental de ce profil est composé de ces sédiments fins ainsi que du sommet du premier profil (Bw). A nouveau, un horizon Bk de stade II est observé, surmonté d'un horizon sans nodules attribué au Bw. L'épaisseur de ce dernier ne dépasse pas 15 cm, les dépôts silteux puis conglomératiques qui le surmontent sont probablement à l'origine d'une érosion de la partie superficielle de cet horizon.

Le second profil se développe donc en partie sur un matériau enrichi en SiO₂ et appauvri en CaO. L'évolution est comparable, avec une teneur en CaO de 31 % et des teneurs en SiO₂ et Al₂O₃ de 29 % au sommet du profil, et un Bk où le CaO s'accumule avec une teneur maximale de 40 % (**Figure 3-16**). Dans ces paléosols, les teneurs en CaO plus importantes dans le Bk que dans l'horizon C sont encore probablement dûes à des apports éoliens. Les ratios Al₂O₃/SiO₂ et Fe₂O₃/TiO₂ montrent encore une fois peu d'évolution (**Figure 3-17**). L'augmentation du CIA de 6 à 13 en moyenne entre la base et le sommet de Fe-B.07, qui constitue donc également la base de Fe-B.08, puis à 15 au sommet de ce paléosol, est donc principalement liée à la diminution de la teneur en carbonate de calcium du fait de la lixiviation.

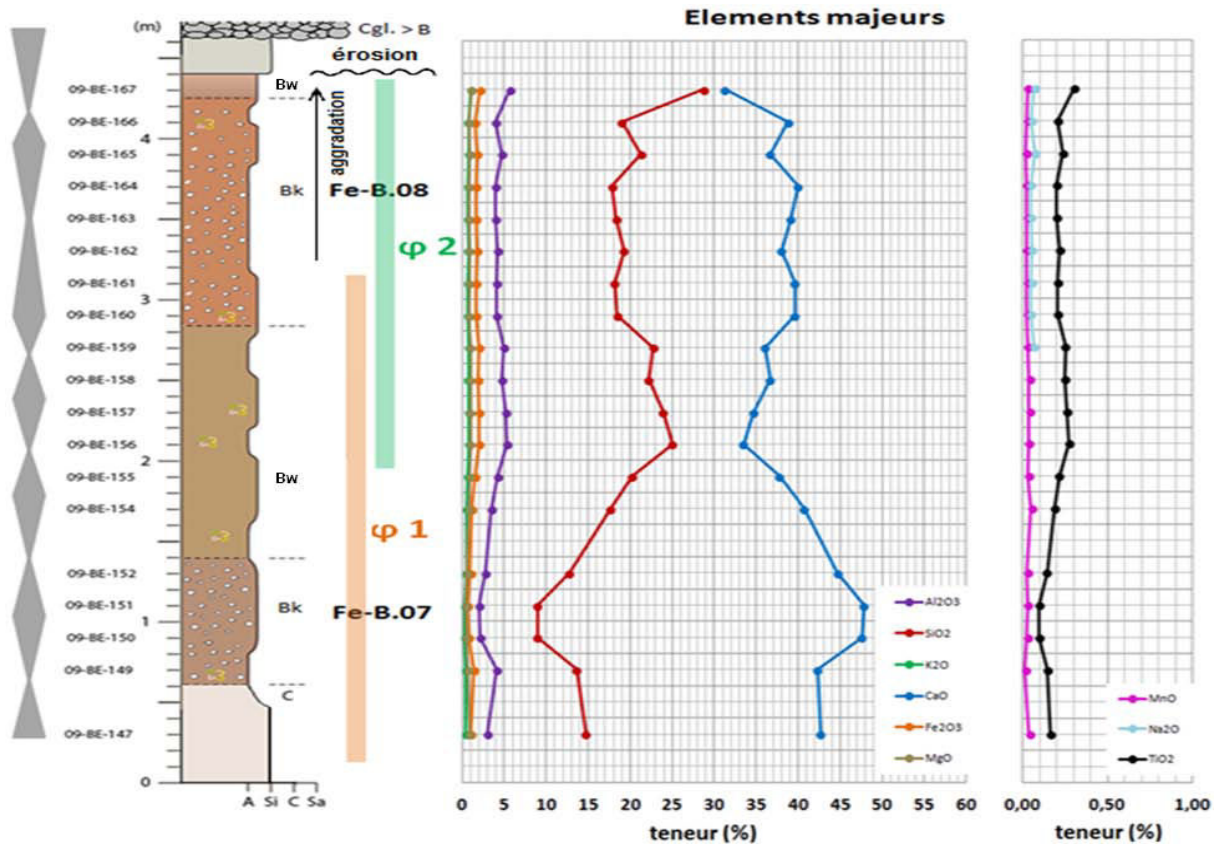


Figure 3-16. Distribution des éléments majeurs (mesurés par ICP-OES) dans les profils de paléosols superposés (Fe-B.07 et Fe-B.08, Font d'Eygout).

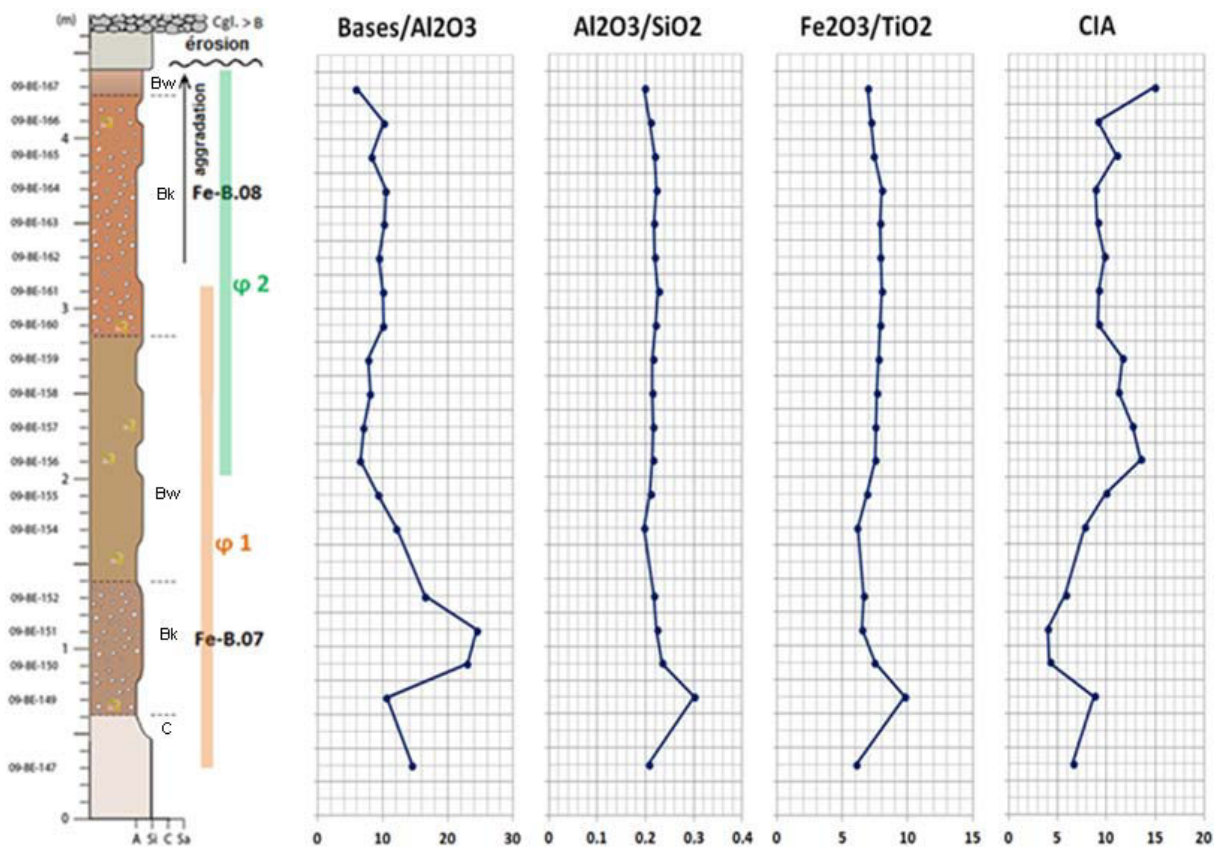


Figure 3-17. Etude des pertes et enrichissement d'éléments majeurs au sein des profils Fe-B.07 et Fe-B.08 par l'utilisation de ratios comparant des éléments mobiles à des éléments stables.

Les méthodes analytiques nous ont donc permis d'appréhender les processus de lixiviation, éluviation et illuviation, migration du calcium et précipitation du CaCO_3 et même de vérifier l'origine (hérité/apporté durant la pédogenèse/néoformé) de certains constituants. **Outre la calcification omniprésente dans ce type de paléosols, la fersiallisation apparaît comme un processus majeur dans la formation des paléosols étudiés.**

A travers différents exemples, nous avons pu voir que **l'identification des horizons pédologiques est possible par les différentes approches géochimiques et minéralogiques.** De plus, la distribution des éléments majeurs peut avoir une allure comparable dans des profils formés sur des matériaux très divers grâce à des processus pédogénétiques similaires, ce qui leur confère des caractéristiques communes. Cependant, les teneurs des différents constituants peuvent être extrêmement variables en fonction de la composition du matériau sur lequel se produit la pédogenèse, et si celle-ci se produit sur des sédiments déjà altérés, même partiellement, alors la maturité du profil apparaît plus importante, de même que pour la maturité d'un Bk formé sur un matériau riche en carbonate de calcium. Pour comparer les profils minéralogiques et géochimiques des paléosols, il est donc nécessaire de ne pas uniquement s'intéresser à leur horizon d'altération, mais également à la composition du matériau parental.

3.3 Apport des paléosols à la restitution de la dynamique sédimentaire

Les paléosols décrits précédemment peuvent apporter des informations complémentaires aux données sédimentologiques quant à la reconstitution de la dynamique des environnements de dépôts et d'altération. Dans cette partie sont exposés les résultats obtenus par l'étude détaillée de la coupe de Font d'Eygout, celle-ci servant de référence à notre étude. Les coupes annexes étudiées à proximité sont utilisées afin d'avoir une vision de l'évolution latérale des dépôts et de l'influence de celle-ci sur le développement des paléosols.

3.3.1 Evolution latérale des paléosols et dynamique environnementale à court terme

L'étude de l'affleurement de Font d'Eygout dans son ensemble permet de caractériser les facteurs contrôlant les variations latérales des paléosols. La plupart de ces Calcisols se retrouvent sur les 400 mètres de l'affleurement (annexe 7).

Certains se développent latéralement à des chenaux gréseux à conglomératiques et tendent à montrer une augmentation de maturité indiquée par une évolution des nodules en rhizomorphes avec l'éloignement par rapport au chenal, ce qui semble se conformer au modèle de Bown & Kraus (1987). Les profils à proximité des dépôts fluviaux sont généralement moins matures du fait de la plus forte instabilité sédimentaire.

Les paléosols pseudo-gleyifiés se retrouvent principalement en bordure des calcaires lacustres/palustres et dans l'intervalle interprété comme côtier (cote 62 à 92 m), ce qui tend à montrer que ces caractéristiques sont liées à une pédogenèse dans les bas topographiques où l'eau se concentre en période humide, et ce d'autant plus si le substrat est peu poreux, ou à des conditions globalement plus humides. Le caractère temporaire de cette saturation en eau est déduit de l'observation de taches ou d'horizons ocres témoignant de conditions d'oxydoréduction fluctuantes. De plus, ces profils présentent également un horizon Bk, qui nécessite forcément une période plus sèche avec de l'évaporation pour se développer (cf. partie 1.2.3).

Enfin, comme évoqué dans les paragraphes précédents, un même profil peut présenter des stades de calcification différents s'ils se développent sur des faciès présentant une composition différente en carbonate de calcium.

Les variations latérales de ces profils d'altération apparaissent donc principalement contrôlées par les changements latéraux de faciès affectés par l'altération pédogénétique, la morphologie du paysage influençant les conditions d'hydromorphie, et la stabilité environnementale croissante avec l'éloignement par rapport aux chenaux (Figure 3-18).

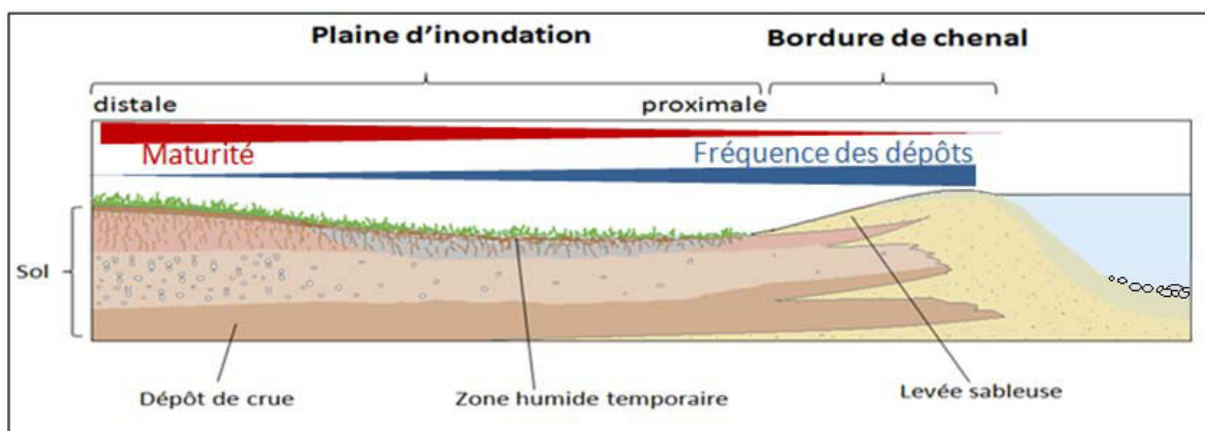


Figure 3-18. Modèle de développement latéral des Calcisols de la série de Beynes-Châteauredon.

3.3.2 Variations verticales des paléosols et évolution des environnements de dépôt et d'altération à long terme au cours du temps

- Stratigraphiquement, trois ensembles paléopédologiques sont distingués sur la base des caractéristiques physiques des paléosols :
 - De **0 à 73 m**, soit entre 23,36 et 22,5 Ma selon les datations réalisées par corrélations chemostratigraphiques avec les données marines (Bialkowski et al., 2006), les profils des **paléosols développés dans les environnements sédimentaires interprétés comme alluviaux proximaux et lacustres et de plaine d'inondation (Figure 3-3) sont bien développés**. Ils présentent des **horizons épais** et des Bk avec des **nodules centimétriques à pluri-centimétriques** et des **rhizomorphes**, et sont caractérisés par une **oxydation importante**. Les profils sont **cumulatifs à composites**, beaucoup se développant sur l'horizon superficiel du précédent.
 - De **73 à 111 m**, correspondant à un âge compris entre 22,5 et 21,7 Ma, **les profils sont peu matures et toujours isolés entre des barres silteuses et sableuses associées à l'environnement côtier déterminé par les études sédimentologiques** (cf. partie 3.1.1). L'**horizon Bk est présent mais d'épaisseur limitée**, les **nodules sont généralement pluri-millimétriques**. Ces paléosols présentent des couleurs sombres associées à des conditions réductrices. La **gleyification** n'est toutefois pas totale, la plupart des paléosols présentant des taches ou des horizons de **couleur ocre** témoignant de cristallisation de goethite due à des **conditions d'hydromorphie temporaires**.
 - De **111 m au sommet de la coupe**, soit jusqu'environ 20 Ma, les paléosols de l'environnement de ceinture de chenaux arborent des **couleurs plus rosées, rarement rouge brique** comme dans le premier intervalle. Si **certain sont isolés** entre des barres sableuses, il y a une **tendance à la superposition de plus en plus marquée vers le haut de la coupe avec le développement progressif de profils composés puis composites et cumulatifs**. Les horizons carbonatés présentent des caractéristiques intermédiaires entre les deux intervalles décrits précédemment.
- Concernant les **paléoenvironnements**, la **position de cette coupe par rapport à la côte** a déjà été discutée sur la base de **diagrammes croisés $\delta^{18}\text{O}$ / $\delta^{13}\text{C}$** des nodules carbonatés et du modèle de Cerling (1984) (Bialkowski, 2002 ; Bauer, 2006 ; Cojan et al., 2013). Les nodules de 43 paléosols de la coupe de la ravine de Font d'Eygout ont fait l'objet d'études isotopiques dans ce but. **Les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$, comprises respectivement entre -6,5 et -4,7 ‰ et entre -8,4 et -5,9 ‰, permettent de situer ces paléosols dans le domaine côtier du diagramme de Cerling (1984) (Figure 3-19).**

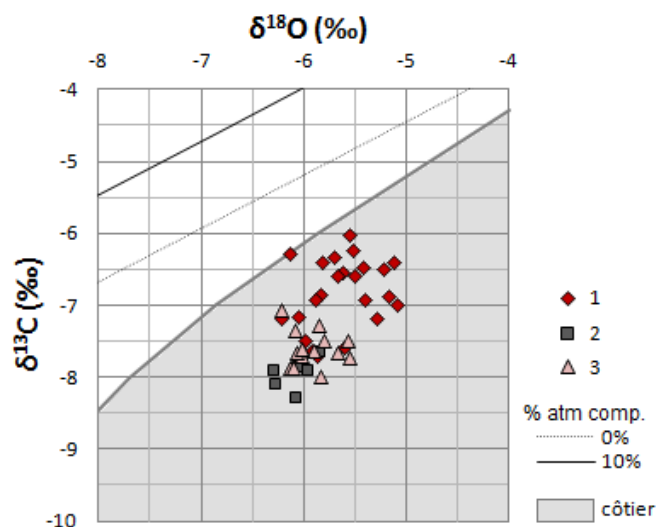


Figure 3-19. Croisement des données de $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ des nodules carbonatés pédogénétiques de la coupe de Font d'Eygout. L'ensemble des valeurs se situe dans le domaine côtier défini par Cerling (1984).

Par comparaison avec l'actuel, des faibles valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ sont reliées à un milieu plus côtier et humide. Les 3 ensembles définis précédemment à partir des caractéristiques physiques des paléosols sont replacés sur ce diagramme. **L'ensemble de paléosols hydromorphes montre les valeurs les plus faibles, alors que le premier ensemble où les paléosols sont bien développés et aux couleurs témoignant d'une bonne oxydation présente les valeurs les plus élevées.** L'étude de la composition isotopique des nodules carbonatés soutient donc l'hypothèse d'une plus grande proximité de la côte dans le second intervalle. Le premier intervalle apparaît plus éloigné de la côte et le troisième présente une position intermédiaire.

- Ces paléosols peuvent également être intégrés dans le modèle de **stratigraphie séquentielle** proposé par Catuneanu (2006) présenté dans le premier chapitre (**Figure 1-10 ; Figure 3-20**). Les paléosols relativement bien développés, souvent cumulatifs, du **premier ensemble** indiquent une pédogenèse importante et pourraient s'être développés en **début de phase transgressive**. Cependant, une pause de plusieurs dizaines de milliers d'années dans la sédimentation a probablement marqué la fin de cet intervalle, le dernier paléosol (Fe-C.06) présentant un horizon pétrocalcique. Suite à cela, **l'individualisation de plus en plus importante des profils** semble liée à une part plus importante de la sédimentation, probablement due à une élévation du niveau de base. De plus, la **gleyification systématique** des profils témoigne d'une **phase d'inondation maximale au niveau du second ensemble** défini sur la base des caractéristiques des paléosols, qui coïncide avec la position plus côtière définie par l'étude de la composition isotopique des nodules carbonatés. Les résultats de l'approche paléopédologiques sont donc en accord avec les travaux d'analyse séquentielle des dépôts réalisés par Bauer (2006), qui indiquent également cette MFS au premier tiers du second intervalle. Par la suite, le **retour progressif à des paléosols plutôt bien développés, oxydés et qui tendent à se superposer** de nouveau indique une baisse de la sédimentation, qui pourrait être due à la **diminution de l'élévation du niveau de base en prisme de haut niveau marin**.

Dans cette étude séquentielle, l'analyse **détaillée des caractéristiques des paléosols permet une lecture fine du signal, avec des séquences de l'ordre de 100 à 400 Ka** établies à partir du degré d'oxydation des profils, augmentant avec la baisse du niveau de base du fait de conditions **environnementales plus stables**. Un accroissement de ce degré d'oxydation est d'ailleurs généralement associé à la progradation des dépôts. **L'observation de l'augmentation de la maturité des horizons d'accumulation carbonatée à la fin du premier intervalle et l'oxydation plus importante** indique une limite de séquence qui n'avait pas été reconnue jusqu'ici, juste avant l'intervalle lié au haut niveau marin.

L'étude des paléosols de la coupe de Font d'Eygout constitue donc un outil supplémentaire permettant de confirmer la position côtière de ces dépôts continentaux ainsi que le découpage stratigraphique séquentiel proposé d'après les études sédimentologiques (**Figure 3-20**).

L'étude comparative des coupes de la série du fan de Tórtola révèle également de nombreux niveaux sombres liés à des zones humides moins de 15 mètres sous le niveau où les restes fossilifères ont été associés au MN2a dans la coupe de Penas de San Juan, alors que d'épais dépôts fluviatiles caractérisent les deux autres sections dans cet intervalle stratigraphique correspondant au deuxième ensemble défini pour la coupe de Font d'Eygout. Ces **changements de faciès pourraient donc**, en plus d'être influencé par les contextes tectoniques respectifs de ces bassins, **être mis en relation avec un haut niveau marin à l'Aquitanién moyen**.

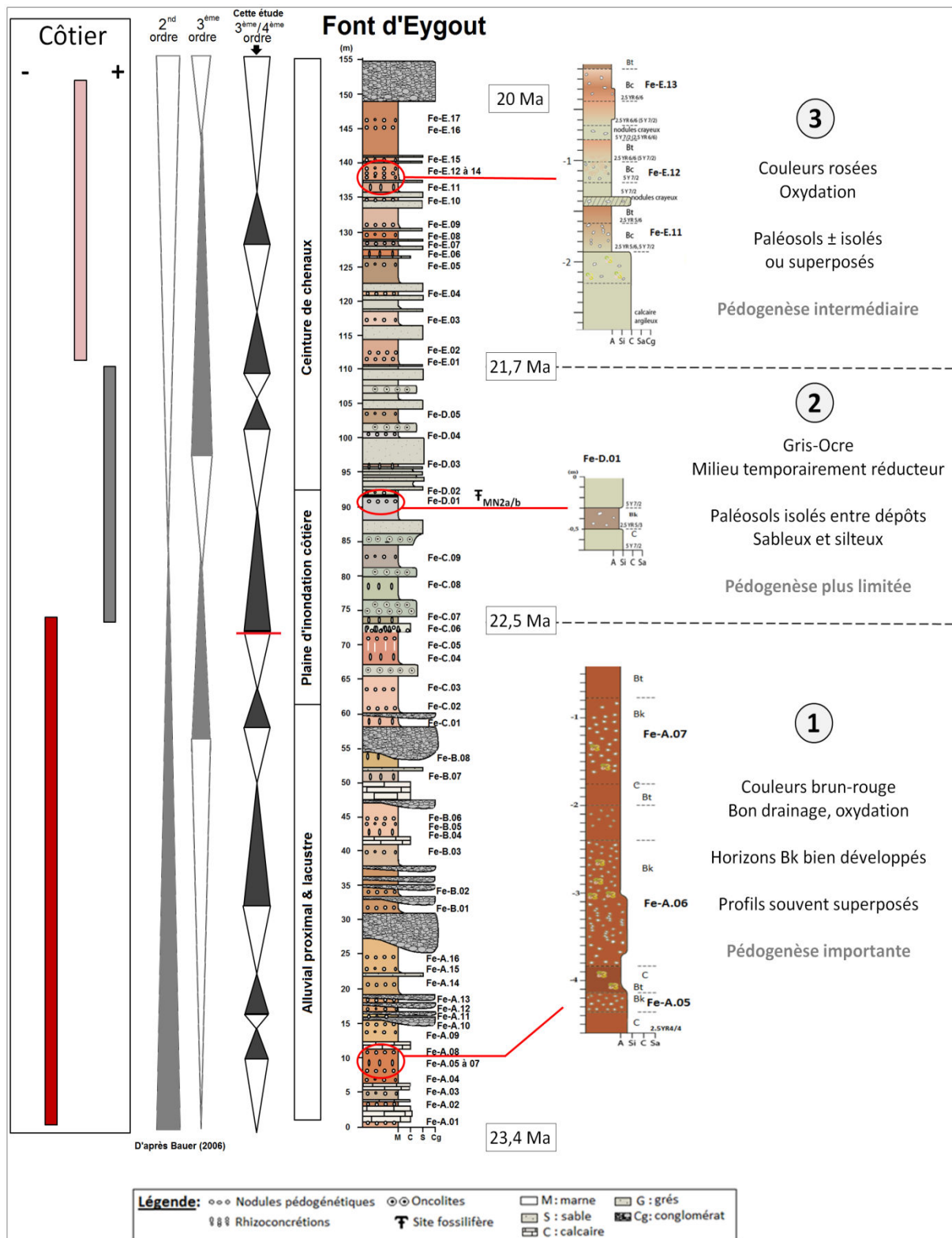


Figure 3-20. Evolution verticale des environnements de dépôts et des paléosols de la coupe de la ravine de Font d'Eygout. La position côtière est définie à partir de l'étude de la composition isotopique des nodules pédogénétiques. Sont également illustrés les découpages séquentiels proposés par Bauer (2006) sur la base des études sédimentologiques, et celui proposé à partir des caractéristiques des profils paléopédologiques, principalement les couleurs témoignant des conditions d'oxydoréduction.

3.3.3 Stabilité sédimentaire et pédogénèse versus aggradation

Ce type de paléoenvironnement est donc marqué par une sédimentation épisodique, où les périodes d'aggradation alternent avec des périodes plus stables permettant le développement des paléosols. L'étude de ces profils peut fournir de précieuses informations sur le temps de ces périodes.

- **Estimation du temps de pédogénèse :**

Tous les paléosols observés dans ces séries ont été affectés par les processus de migration des carbonates et de fersiallisation. Hormis le dernier paléosol du premier intervalle (Fe-C.06) qui présente un horizon pétrocalcique témoignant d'un temps de mise en place de plusieurs dizaines de milliers d'années, tous les autres possèdent des horizons Bk hapliques (nodules ou rhizoconcrétions calcaires dans matrice argileuse) ce qui indique un **temps de pédogénèse de l'ordre de quelques milliers d'années** (Leeder, 1975 ; Targulian & Krasilnikov, 2007).

Bien que discutée dans le paragraphe 1.5.1.2, l'application de la formule proposée par Retallack (2005a) permet d'estimer un ordre de grandeur similaire. En effet, **la taille des nodules pédogénétiques comprise entre 0,5 et 5 cm suggère un temps de formation entre 3000 et 7000 ans.**

- **Répartition temporelle des paléosols :**

Les datations des profils à partir des compositions isotopiques des nodules pédogénétiques et des corrélations avec le domaine marin (Bialkowski et al., 2006) permettent d'étudier les intervalles de temps entre deux paléosols successifs (**Figure 3-21**) (les données chiffrées sont présentées en annexe 8). Ces durées englobent le temps de pédogénèse mais aussi le temps d'aggradation sédimentaire précédant ces altérations.

- Pour le **premier intervalle** défini par des paléosols évolués et très oxydés, la plupart des valeurs sont comprises entre **20 et 40 Ka**, les extrema étant de 7 et 105 Ka, pour une valeur moyenne de 28 Ka.
- Le **second intervalle**, aux profils plus individualisés et moins matures, montre une perte de cette cyclicité à 20 Ka, hormis pour deux profils. La majorité des intervalles de temps calculés est comprise entre **70 et 100 Ka**, avec une valeur maximale de 220 Ka.
- Le **dernier intervalle**, où des caractéristiques paléopédologiques intermédiaires sont observées, présente sur les premiers mètres des valeurs comparables à ce qui est décrit précédemment, avant un retour à des valeurs plus faibles, entre **20 et 80 Ka**, sur la fin de la première moitié de l'intervalle. La suite affiche des valeurs à nouveau plus élevées, généralement comprises entre **50 et 200 Ka**.

Les valeurs exposées précédemment oscillent fréquemment entre 20, 40 ou 100 Ka. Cela conduit à s'interroger sur une éventuelle influence de l'oscillation des paramètres orbitaux terrestres dans la mise en place des dépôts et de leur altération, influence potentielle déjà soulevée par Bauer (2006).

La comparaison de ces intervalles de temps (**Figure 3-21, a**) et de la maturité des calcrètes pédogénétiques (**Figure 3-21, b**) permet d'étudier l'influence de ce facteur sur le développement des profils d'altération. Plusieurs observations peuvent être faites :

- Dans le premier intervalle, la valeur la plus élevée est calculée entre les paléosols Fe-B.06 et Fe-B.07. Le second présente un Bk de stade II à III et jusqu'à 90 % de nodules. Il semble alors qu'un temps important ait contribué au bon développement de ce profil. Cependant, cette hypothèse est à nuancer du fait d'un matériau parental calcaire, qui a probablement contribué à augmenter la vitesse de cimentation et de précipitation du CaCO_3 .
- La fin de cet intervalle est caractérisée par des horizons Bk de plus en plus matures malgré un intervalle de temps entre deux profils successifs qui ne présente pas d'évolution significative. Le paléosol Fe-C.06 ne semble par exemple pas avoir disposé de plus de 20 Ka pour la formation de son horizon pétrocalcique, bien que ni celui-ci ni le profil précédent n'aient été analysés et que les datations proposées par extrapolation puissent être discutées. Cela nous amène à envisager une

influence plus importante des paramètres allocycliques que des paramètres autocycliques dans l'évolution de ces paléosols.

- Le second intervalle, marqué par des temps plus longs entre deux paléosols successifs, présentent principalement des Bk de stade II, et le fait que ceux-ci soient séparés par d'épais dépôts sableux semblent aller dans le sens d'un temps plus important pour la sédimentation.
- Enfin, dans la dernière partie de la coupe de Font d'Eygout, des fluctuations entre des périodes marquées par des valeurs semblables au premier intervalle et d'autres plus proches du second sont observées, avec des paléosols dont la maturité est intermédiaire aux deux ensembles précédents et qui montre peu de différences. Cela traduit des alternances de périodes où le temps influe fortement le développement de ces profils et de périodes où le climat prédomine probablement.

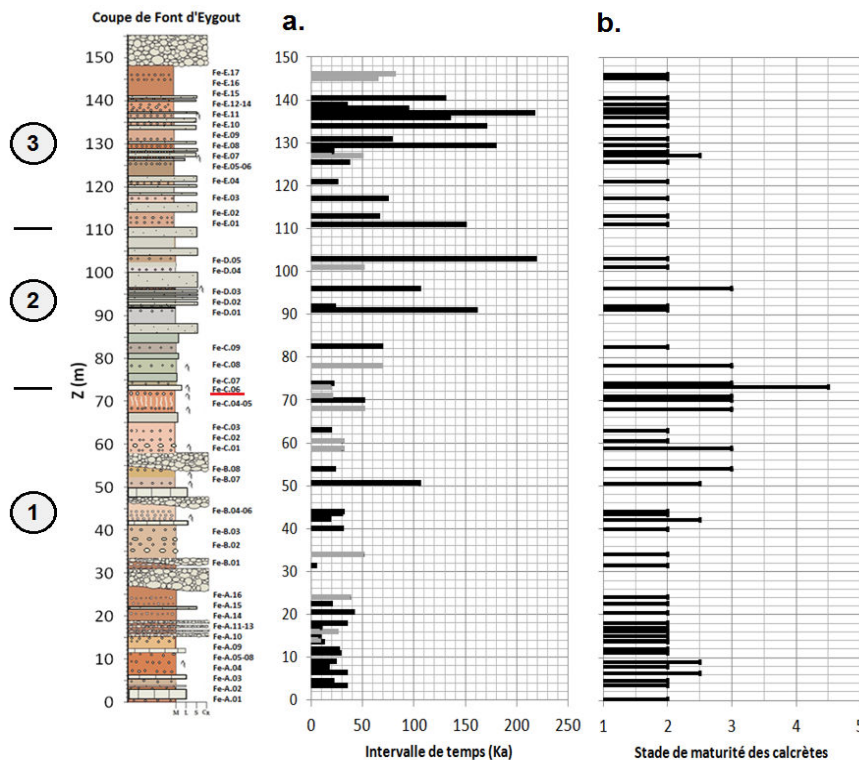


Figure 3-21. Intervalles de temps entre deux paléosols successifs de la coupe de Font d'Eygout (a) et évolution des stades de maturité des accumulations carbonatées pédogénétiques (b). Ces données ont été obtenues par les corrélations chimiostratigraphiques entre la composition isotopique des nodules pédogénétiques et les séries marines (d'après Bialkowski et al., 2006). Les éléments gris représentent des valeurs obtenues par extrapolation en cas d'absence de données analytiques, les intervalles sont donc moins précis.

• Apport à la compréhension de la stabilité paléoenvironnementale / dynamique sédimentaire :

Le calage stratigraphique des paléosols nous permet également de calculer des **taux d'aggradation** pour la coupe de Font d'Eygout. Ceux-ci sont de **62,5 m/Ma pour les premiers 125 mètres** et de **13 m/Ma pour la partie terminale correspondant au troisième intervalle** en négligeant la compaction (Figure 3-22).

Ces taux d'aggradation sont en réalité sous-estimés du fait des datations ponctuelles de ces séries. Ces taux, dits apparents, comprennent le taux d'aggradation réel ainsi qu'une période de pause dans la sédimentation ayant permis le développement des profils pédologiques, en plus des érosions éventuelles. Les études paléopédologiques peuvent donc apporter des informations supplémentaires à la compréhension de l'évolution de la dynamique sédimentaire, et permettent de recalculer les taux d'aggradation réels.

Considérant un temps moyen de pédogenèse de 5 Ka, sur la première moitié de la coupe de Font d'Eygout où l'intervalle moyen entre deux paléosols est de 28 Ka, la pédogenèse représente environ 1/5^{ème}.

du temps enregistré, les 4/5^{ème} restants étant attribués aux dépôts sédimentaires. En revanche, sur la seconde moitié, l'intervalle moyen de 100 Ka entre deux profils paléopédologiques successifs suggère une stabilité beaucoup plus réduite, les 5 Ka nécessaires à la formation de ces profils représentant alors seulement 5 % de ce temps et l'aggradation 95 %.

- Pour le premier intervalle défini à partir des caractéristiques des paléosols et les premiers mètres du second (intervalle entre 2 paléosols = 28 Ka, temps pour aggradation \approx 4/5^{ème} de cet intervalle, $T_{\text{aggrad. apparent}} = 62,5 \text{ m/Ma}$) un taux d'aggradation réel de 78 m/Ma peut donc être calculé ($62,5 / 4/5$).
- Pour la suite du second intervalle (intervalle entre 2 paléosols = 100 Ka, temps pour aggradation \approx 95 % de celui-ci, $T_{\text{aggrad. apparent}} = 62,5 \text{ m/Ma}$), le taux d'aggradation réel calculé est alors de 65,8 m/Ma ($62,5 / 0,95$), soit 0,66 cm/an.
- La dernière partie de la section (intervalle entre 2 paléosols = 100 Ka, temps pour aggradation \approx 95 % de celui-ci, $T_{\text{aggrad. apparent}} = 13 \text{ m/Ma}$) présente un taux d'aggradation réelle de 13,7 m/Ma ($13 / 0,95$), soit environ 0,14 cm/an.

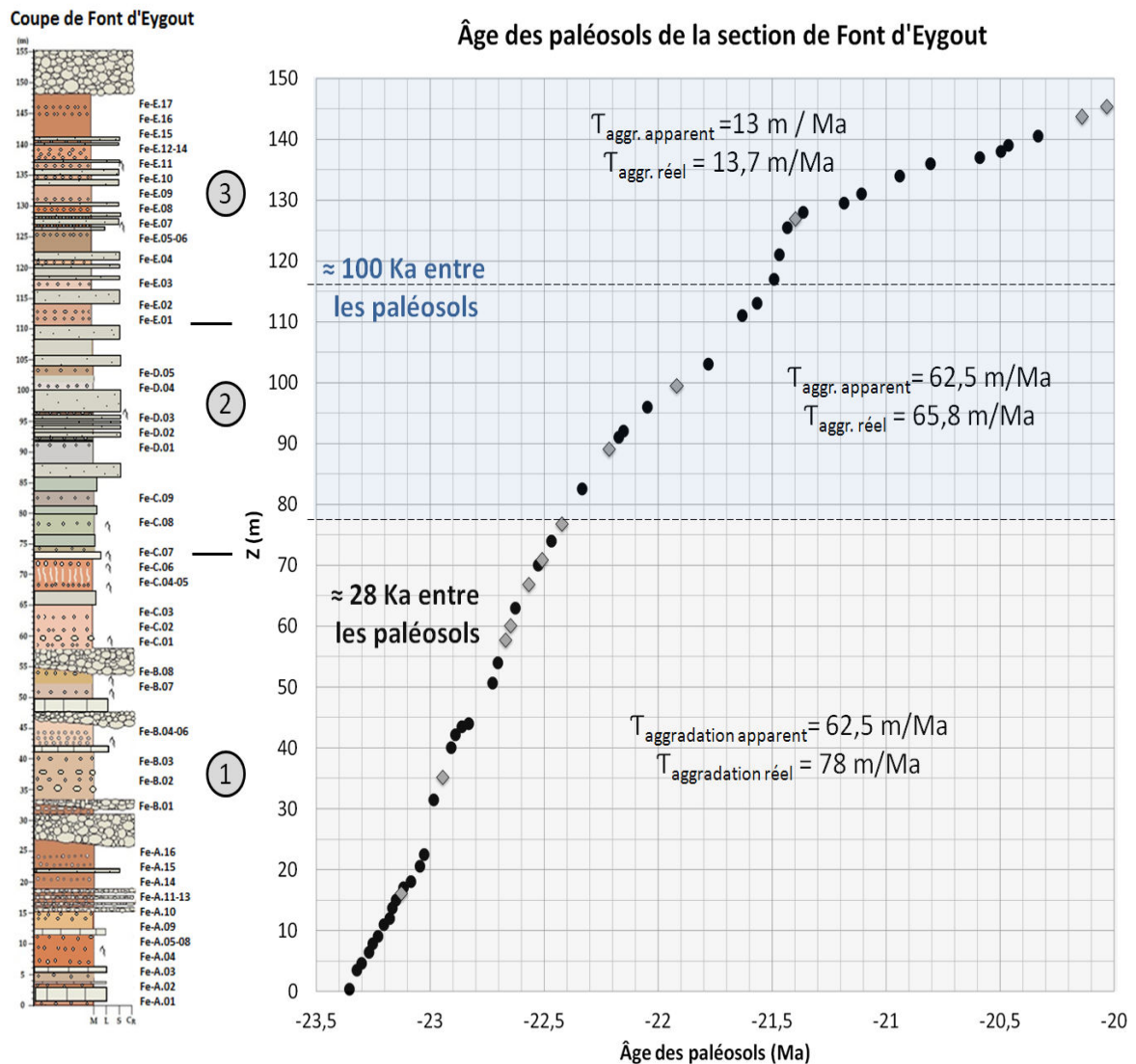


Figure 3-22. Importance de l'aggradation et de la pédogenèse dans la série sédimentaire continentale de la coupe de Font d'Eygout. Les marqueurs noirs représentent les paléosols datés par corrélations chemostratigraphiques, les gris les valeurs obtenues par extrapolation en cas d'absence de données analytiques.

Le schéma suivant résume la réflexion précédente avec des temps de pédogenèse de 5 Ka (temps moyen estimé pour ces paléosols) et des profils dans un premier temps espacés de 20 Ka, puis de 100 Ka (Figure 3-23) :

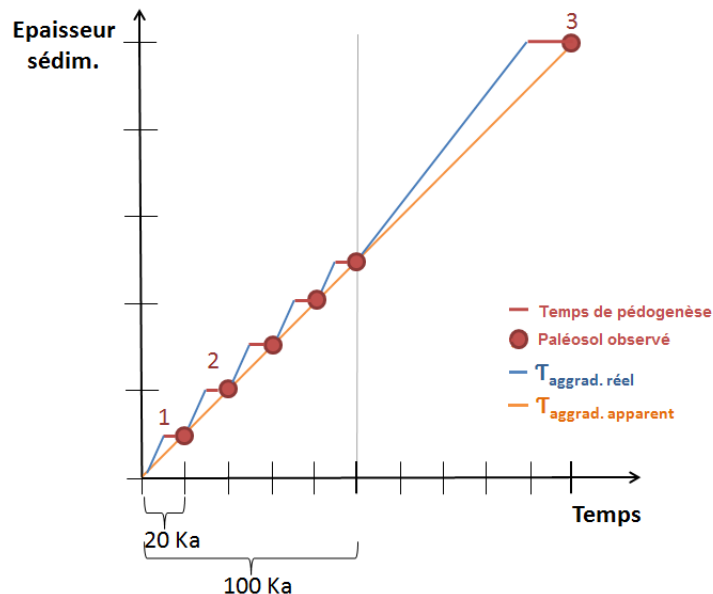


Figure 3-23. Biais d'enregistrement du taux d'aggradation dans une section continentale. Le trait orange représente le taux d'aggradation calculé d'après les datations ponctuelles des paléosols et l'épaisseur de la pile sédimentaire. Le trait rouge horizontal représente la durée de pédogenèse, estimée d'après l'observation des caractéristiques des paléosols (Targulian & Krasilnikov, 2007) ou la taille des nodules carbonatés (Retallack, 2005a). Enfin, le trait bleu représente le taux réel d'aggradation avant que les dépôts ne soient altérés.

En s'appuyant sur cette figure et sur la morphologie des paléosols, le **premier intervalle**, associé à un environnement de cône alluvial, **relève d'une succession de brefs épisodes de dépôts alternant avec des phases plus stables** (environ 1/5 du temps) permettant la pédogenèse. Durant leur formation, les profils d'altération ont intégré une partie des sédiments, d'où les profils cumulatifs observés. Lors des dépôts, le taux d'aggradation est assez élevé (environ 80 m/Ma). Cette dynamique sédimentaire peut être reliée à des **paramètres autocycliques**, comme le démantèlement d'un paléorelief voisin, potentiellement influencés par des **paramètres allocycliques** tels des événements climatiques.

En revanche, dans les **intervalles 2 et 3**, associés à un environnement de plaine d'inondation plus distale, **la fréquence des dépôts est globalement réduite**, des périodes de sédimentation représentant 95 % du temps entre deux profils successifs. Un **taux de sédimentation important contribue donc à individualiser les paléosols**, et ce d'autant plus de la proximité des paléo-chenaux (intervalle 2). La diminution du taux d'aggradation (environ 14 m/Ma) du dernier intervalle contribue donc à former des profils à nouveau cumulatifs et présentant une oxydation importante, bien que **le paléoclimat ait probablement également joué une part importante dans le développement de ces caractéristiques**. Ce paramètre est discuté au cours des chapitres suivants.

L'étude paléopédologique de l'Oligocène terminal-Miocène inférieur des séries de Beynes-Châteauredon et du fan de Tórtola permet d'identifier l'ensemble des paléosols comme des Calcisols, puisqu'ils présentent systématiquement un horizon Bk d'accumulation carbonatée. Celle-ci se présente dans la majeure partie des cas sous forme de nodules, mais quelques exemples présentent des rhizoconcrétions voire un horizon pétrocalcique.

Les analyses minéralogiques et géochimiques de ces profils d'altération mettent également en évidence cette accumulation carbonatée, le CaCO_3 représentant parfois plus de 60 % de l'horizon Bk, et révèlent que la fersiallisation est un autre processus majeur qui affecte ces paléosols. Elles permettent en plus d'étudier les processus de lessivage, éluviation et illuviation, et d'appréhender l'origine des différents constituants dans chaque horizon pédologique.

Si globalement, les mêmes processus sont ainsi mis en évidence pour l'ensemble des profils, la diversité des matériaux parentaux (argiles, sables, calcaires, partie superficielle d'un profil précédent) affecte les proportions minéralogiques et les teneurs élémentaires. Les horizons Bk sont ainsi plus matures lorsque les Calcisols sont formés sur des roches carbonatées, et semblent donc être liés à des profils évolués, ce qui n'est pas toujours le cas. De plus, la comparaison de deux profils formés sur des matériaux différents à partir de l'utilisation d'indices géochimiques classiques comme le CIA peut donner des résultats biaisés en cas d'une forte teneur de CaCO_3 de l'un des deux, la décarbonatation étant à proscrire car le Ca est un élément majeur de ces paléosols. Cette étude souligne également la nécessité de ne pas seulement s'intéresser à l'horizon d'altération pour comparer ces objets, mais de tenir compte également de l'horizon C pour comparer deux profils sur la base de leur géochimie ou de leur minéralogie.

L'étude des variations latérales des paléosols et des faciès sédimentaires permet de mettre en évidence une maturité des profils contrôlée en partie par l'hétérogénéité des matériaux parentaux, la morphologie du paysage et la dynamique sédimentaire.

L'étude conjointe de ces paléosols et des dépôts sédimentaires permet d'appréhender l'évolution des conditions paléoenvironnementales. La coupe de la ravine de Font d'Eygout peut ainsi être divisée en plusieurs ensembles, montrant l'évolution d'un environnement alluvial proximal et péri-lacustre évoluant ensuite vers un environnement de plaine d'inondation côtière et un système de ceinture de chenaux. Si les profils de la base de la section sont bien développés et présentent des couleurs oxydées, le milieu est caractérisé par une gleyification systématique des profils qui sont peu matures et isolés entre les dépôts sédimentaires, avant un retour progressif à des paléosols plus matures et oxydés. Cela peut être en partie relié aux variations du niveau de base par application d'un modèle de stratigraphie séquentielle, avec une MFS au milieu de la série, les résultats étant confirmés par l'analyse de l'évolution granulométrique des dépôts et les diagrammes croisés $\delta^{13}\text{C}/\delta^{18}\text{O}$ des nodules pédogénétiques.

Enfin, les estimations du temps de pédogenèse établies à partir de la reconnaissance des caractéristiques pédologiques et de la taille des nodules carbonatés permettent de proposer une durée de quelques milliers d'années pour le développement de ces Calcisols. La comparaison de ce temps de pédogenèse avec l'intervalle de temps entre deux paléosols successifs, déterminé par corrélations chemostratigraphiques avec les séries marines, et les taux d'aggradation apparents offre la possibilité d'étudier l'influence de la stabilité/dynamique paléoenvironnementale sur le développement des profils d'altération, afin de bien contraindre le rôle des paramètres autocycliques sur ces Calcisols, et d'entrevoir l'influence des paramètres allocycliques qui seront discutés dans les prochains chapitres.

Cette étude révèle également que les taux d'aggradation, calculés par des datations ponctuelles, sont généralement sous-estimés dans les séries continentales du fait des pauses dans la sédimentation ayant permis le développement de ces profils pédologiques. Là encore, les études paléontologiques se révèlent très utiles, permettant d'estimer des taux d'aggradation certainement plus proches de la réalité.

Chapitre 4

Tests et développement de climofonctions spécifiques aux Calcisols formés sur des matériaux hétérogènes à partir de l'étude d'analogues actuels du Nord-Est de l'Espagne (Aragon, Catalogne)

Après avoir étudié en détail les caractéristiques physiques et les profils géochimiques des paléosols des bassins de Digne-Valensole et de Loranca, les recherches se sont portées sur l'étude d'analogues actuels afin de tester les climofonctions basées sur la morphologie de l'horizon Bk et de développer des équations basées sur la géochimie élémentaire spécifiques aux Calcisols, pour ensuite quantifier les paramètres climatiques dans l'ancien. Cette étude a été menée en collaboration avec David Badía-Villas et l'ensemble du laboratoire de pédologie de l'Ecole Polytechnique Supérieure de Huesca (Université de Saragosse) dans le Nord de l'Aragon et la Catalogne, régions présentant des matériaux parentaux comparables à ceux des paléosols étudiés et des conditions climatiques propices au développement de ce type de profils.

4.1 Cadre de l'étude

Si les sols avec des accumulations de carbonate de calcium d'origine pédogénétique sont très répandus sur le pourtour méditerranéen, nous avons choisi de porter notre étude dans **le Nord-Est de l'Espagne, en Aragon et en Catalogne**, où des profils d'altération se formant sur des substrats comparables à ceux des paléosols des bassins de Digne-Valensole et de Loranca ont été largement étudiés (Badia et al., 2009a ; Alcañiz et al., 2011) et où de nombreuses données météorologiques sont disponibles.

Cette région est caractérisée par de fortes variations de la topographie, depuis une altitude de plus de 1200 m relevée dans les Sierras Exteriores (Pré-Pyrénées) à seulement quelques mètres au-dessus du niveau de la mer au niveau de la Costa Dorada. **Un climat de type méditerranéen continental affecte le Nord de l'Aragon et l'Ouest de la Catalogne, alors que la partie orientale de celle-ci est soumise à un climat méditerranéen littoral** (Castro et al., 2005).

28 paléosols y ont été analysés à travers un transect entre le Nord-Ouest de l'Aragon (42°21'39.25" N, 0°44'34.71" W) et le Sud-Est de la Catalogne (41°14'23.40" N, 1°33'22.25" E) (**Figure 4-1**).

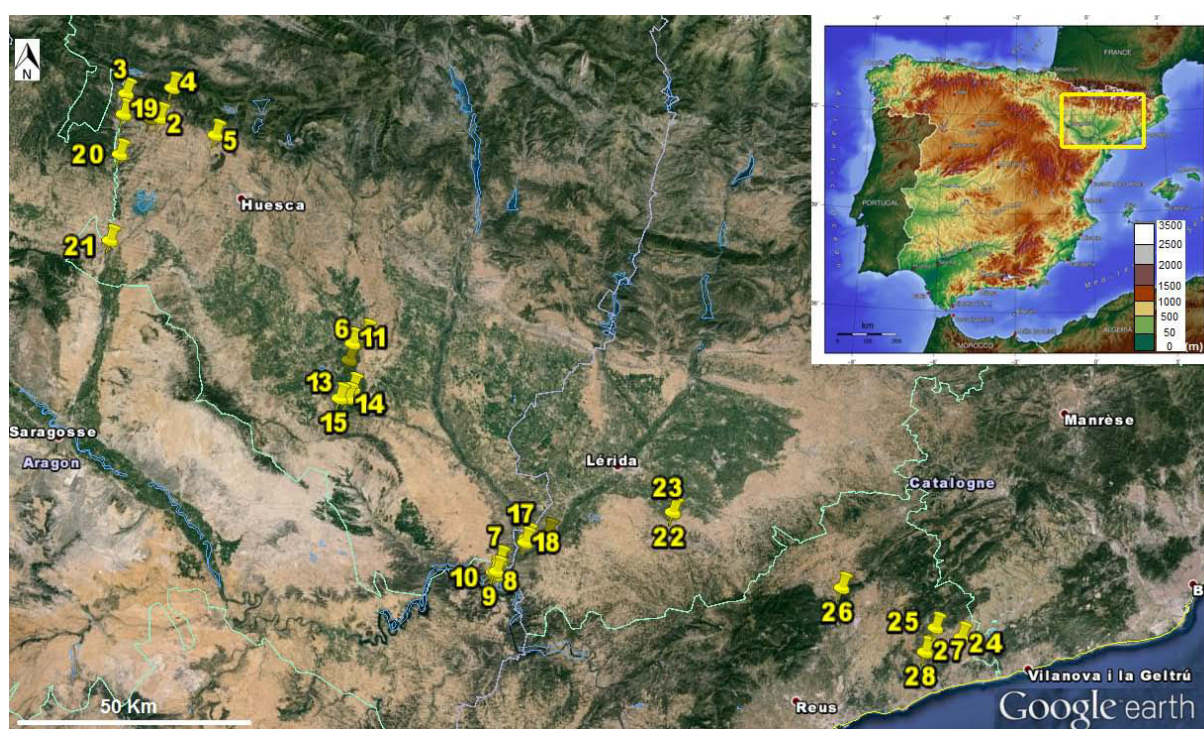


Figure 4-1. Localisation des profils pédologiques modernes étudiés dans le Nord-Est de l'Espagne. Les coordonnées géographiques sont détaillées en annexe 4.

4.1.1 Description des profils pédologiques

- **Description physique :**

Les 28 sols, dont les caractéristiques physiques sont détaillées en annexe 4, présentent une **accumulation carbonatée de stade I à V** selon la hiérarchisation de Gile et collaborateurs (1965), et une rubéfaction des sédiments liée à la cristallisation d'hématite (**Figure 4-2**). Par conséquent, ils peuvent être désignés comme des **sols rouges fersiallitiques à horizon calcaire** (Duchaufour, 2001) ou comme des **Calcisols hapliques à pétriques**, voire des **Luvisols calciques** ou des **Gypsisols calciques** selon la classification WRB (2006).

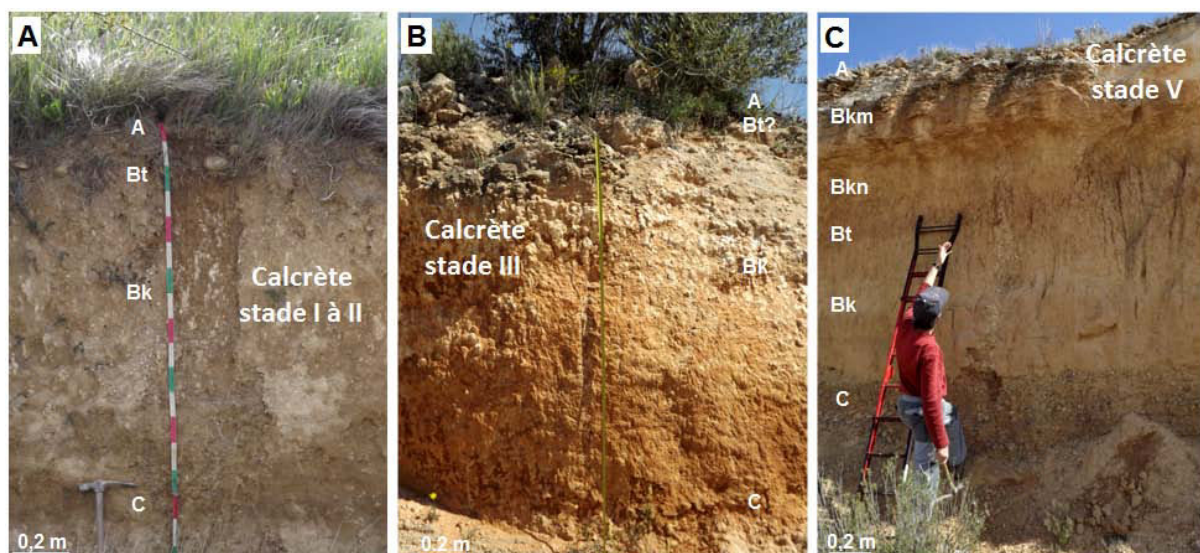


Figure 4-2. Différents stades d'évolution des horizons Bk observés dans les profils pédologiques étudiés. A) Bk de stade I à II, l'accumulation de CaCO_3 se présentant sous forme de poudre et de nodules indurés isolés (sol 1), B) Bk de stade III, à nodules calcaires coalescents dans une matrice enrichie en CaCO_3 (sol 2.5), C) Bk de stade V (horizon pétrocalrique) (sol 6).

Ces profils se développent sur des terrasses et des dépôts alluviaux (sables, silts, argiles, conglomérats) à lacustres quaternaires couvrant la partie septentrionale du bassin de l'Ebre et la partie côtière des chaînes côtières catalanes. Les galets de terrasses alluviales sont composés tantôt uniquement de calcaire, tantôt de calcaire et de granite, témoignant respectivement de l'érosion des chaînes pyrénéennes externes ou internes et externes. Les datations absolues (OSL) dont nous disposons uniquement pour la partie aragonaise attribuent un âge de $176 \text{ Ka} \pm 14$ à la plus ancienne terrasse, alors que le dépôt le plus récent affecté par la pédogenèse consiste en des colluvions reliées au petit âge glaciaire ($410 \text{ ans} \pm 200$) (Tableau 1-4). Cependant, certains de ces matériaux non datés de façon absolue auraient pu se mettre en place dès le Pléistocène moyen (IGME, 1975 ; Badía et al., 2009, 2013 ; Baldrich Badia et al., 2010 ; Martinez-CasasNovas et al., 2010 ; Boixadera Llobet et al., 2011).

ID sol	Age des matériaux parentaux	Références
1	Pléistocène moyen à supérieur (< 780 Ka)	(Badía et al., 2009)
2	Pléistocène moyen à supérieur (< 780 Ka)	(Badía et al., 2009)
3	Pléistocène moyen ($151 \pm 11 \text{ Ka}$)	(Badía et al., 2009)
4	Petit Age Glaciaire ($410 \pm 200 \text{ a}$)	(Badía et al., 2009)
5	Quaternaire	(IGME, 1985)
6	Pléistocène moyen à supérieur (< 780 Ka)	(Badía et al., 2013)
7	Pléistocène supérieur (< 126 ka)	(Badía et al., 2009)
8	Pléistocène supérieur (< 126 ka)	(Badía et al., 2009)
9	Pléistocène supérieur (< 126 ka)	(Badía et al., 2009)
10	Holocène (< 11 Ka)	(Badía et al., 2009)
11	Pléistocène moyen (< 780 Ka)	(Badía et al., 2009)
12	Pléistocène moyen (< 780 Ka)	(Badía et al., 2009)
13	Pléistocène moyen (env. 170 Ka)	(Badía et al., 2009)
14	Pléistocène supérieur (env. 64 Ka)	(Badía et al., 2009)
15	Holocène (env. 11 Ka)	(Badía et al., 2009)
16	Pléistocène moyen ($176 \pm 14 \text{ Ka}$)	(Badía et al., 2009)
17	Pléistocène supérieur ($49 \pm 4 \text{ Ka}$)	(Badía et al., 2009)
18	Pléistocène supérieur ($41 \pm 8 \text{ Ka}$)	(Badía et al., 2009)
19	Pléistocène supérieur ($55 \pm 8 \text{ Ka}$)	(Benito et al., 2010)
20	Pléistocène supérieur ($55 \pm 8 \text{ Ka}$)	(Benito et al., 2010)
21	Pléistocène supérieur ($55 \pm 8 \text{ Ka}$)	(Benito et al., 2010)
22	Quaternaire	(Martinez-CasasNovas et al., 2010)
23	Quaternaire	(Martinez-CasasNovas et al., 2010)
24	Quaternaire	(Boixadera Llobet et al., 2011)
25	Quaternaire	(Boixadera Llobet et al., 2011)
26	Quaternaire	(IGME, 1985)
27	Quaternaire	(Baldrich Badia et al., 2010)
28	Quaternaire	(Baldrich Badia et al., 2010)

Tableau 4-1. Age des matériaux parentaux des profils pédologiques analysés dans le Nord-Est de l'Espagne.

Ces datations permettent uniquement de situer la mise en place des matériaux parentaux de ces profils pédologiques, pas le début de leur altération. Une étude réalisée dans le bassin de Sorbas, au Sud-Est de L'Espagne, révèle une formation des calcrètes pédogénétiques principalement pendant les moments chauds des périodes interglaciaires correspondant aux stades isotopiques marins MIS 1 et 5, représentant quelques dizaines de Ka (Candy & Black, 2009) (**Figure 4-3**). La majeure partie de ces calcrètes ne sont pas datés à plus de 10 Ka, et il est possible d'envisager une perte d'information concernant les plus anciens du fait d'une reprise de la calcification après la dernière période glaciaire.

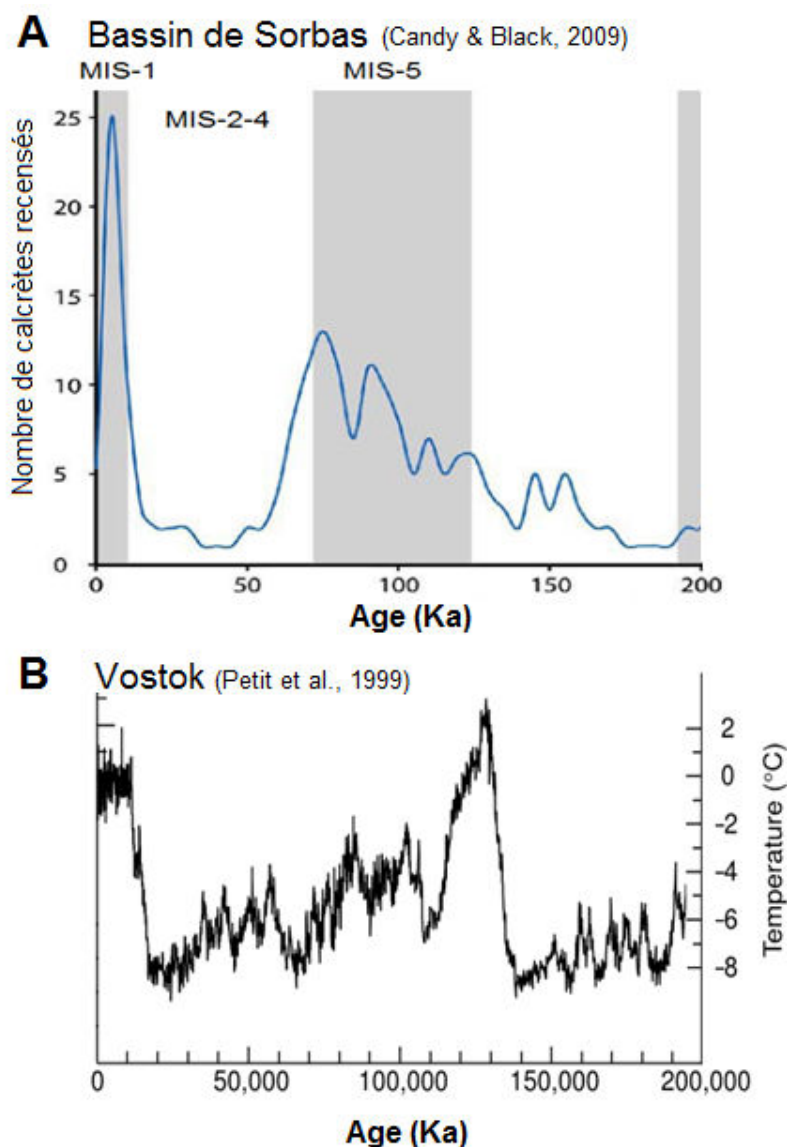


Figure 4-3. A) Distribution des calcrètes pédogénétiques dans le bassin de Sorbas (SE Espagne) au cours des derniers 200 Ka (d'après Candy & Black, 2009). Les périodes chaudes sont indiquées par les encadrés gris. B) Oscillations des températures de l'air au cours des derniers 200 Ka reconstituées d'après l'étude isotopique des carottes de glaces de Vostok (Antarctique) (d'après Petit et al., 1999).

Le fait que ce type de profils ne se développe pas pendant les périodes glaciaires permet d'envisager une différence relativement limitée entre des sols éventuellement formés depuis la création des terrasses les plus anciennes et d'autres formés au cours de l'interglaciaire actuel. Ce point sera cependant discuté lors du développement des climofonctions. Enfin, cela signifie un temps de pédogenèse relativement comparable à celui estimé (plusieurs milliers d'années) pour les paléosols étudiés.

- **Profils géochimiques :**

Les analyses élémentaires ont été réalisées avec la sonde XRF. 16 profils ont été analysés directement in situ (sols 1 à 6 et 19 à 28) avec un pas vertical de 10 à 40 cm en fonction de l'épaisseur des horizons. Les 12 autres, qui ne sont plus accessibles, ont été analysés dans la lithothèque de l'Ecole Polytechnique Supérieure de Huesca. Pour ces derniers, seul un échantillon est disponible pour chaque horizon. Celui-ci, prélevé au centre de l'horizon, est considéré représenter sa composition géochimique moyenne (comm. pers. D. Badia), représentativité qui sera discutée par la suite.

Les 28 sols analysés présentent des teneurs élémentaires très similaires aux paléosols de Beynes-Châteauredon, avec en moyenne 33 % de SiO₂, 24 % de CaO, 8 % d'Al₂O₃, 3,6 % de K₂O, 3,2 % de Fe₂O₃, 0,35 % de TiO₂ et 0,08 % de MnO (annexe 6).

Ces profils géochimiques sont illustrés à partir de deux exemples, les sols 4 et 27, représentant respectivement les profils à horizon Bk peu mature de stade I à II et les sols à horizon pétrocalcique (stade IV à V) (**Figure 4-4, Figure 4-5**) :

- Les accumulations de carbonate de calcium au niveau des Bk sont également observables, avec jusqu'à 50 % de CaO dans les horizons Bk. L'utilisation du ratio élémentaire Bases/Al₂O₃ révèle dans ces deux exemples des valeurs 2,5 à 3 fois supérieures dans le Bk que dans l'horizon C et un Bw avec une valeur 2,7 à 1,3 fois inférieure que dans le Bk. Dans ces deux profils, on observe donc une décalcification de l'horizon superficiel et une accumulation dans le Bk plus importante que dans le matériau parental, indiquant des apports extérieurs de Ca ou une activité biologique importante amenant d'avantage de CO₂.
- Les valeurs calculées en utilisant le ratio d'argilosité montrent assez peu d'évolution. L'accumulation d'aluminium et de silicium en surface apparaît donc davantage liée à la lixiviation des bases.
- Parmi ces bases, CaO est la plus abondante, ce pourquoi l'évolution du rapport CaO/TiO₂ est très semblable avec celle du ratio bases/Al₂O₃. Du K₂O est également présent avec une teneur moyenne de 3 à 4 %, et le rapport K₂O/TiO₂ révèle des accumulations de potassium dans l'horizon B avec des valeurs 1,6 fois plus élevées à certains endroits que dans le matériau parental.

Si l'accumulation d'Al₂O₃ et de SiO₂ en sommet de profil est principalement attribuée à la lixiviation du CaO, les accumulations de CaO et de K₂O témoignent de la précipitation de carbonate de calcium lors de la période sèche ou d'activité organique maximale suivant leur lixiviation et de la précipitation de sels solubles dans les horizons supérieurs probablement en lien avec le cycle de la matière organique (Sparks, 1987 ; Krauss & Johnson, 2002 ; Sheldon et al., 2002).

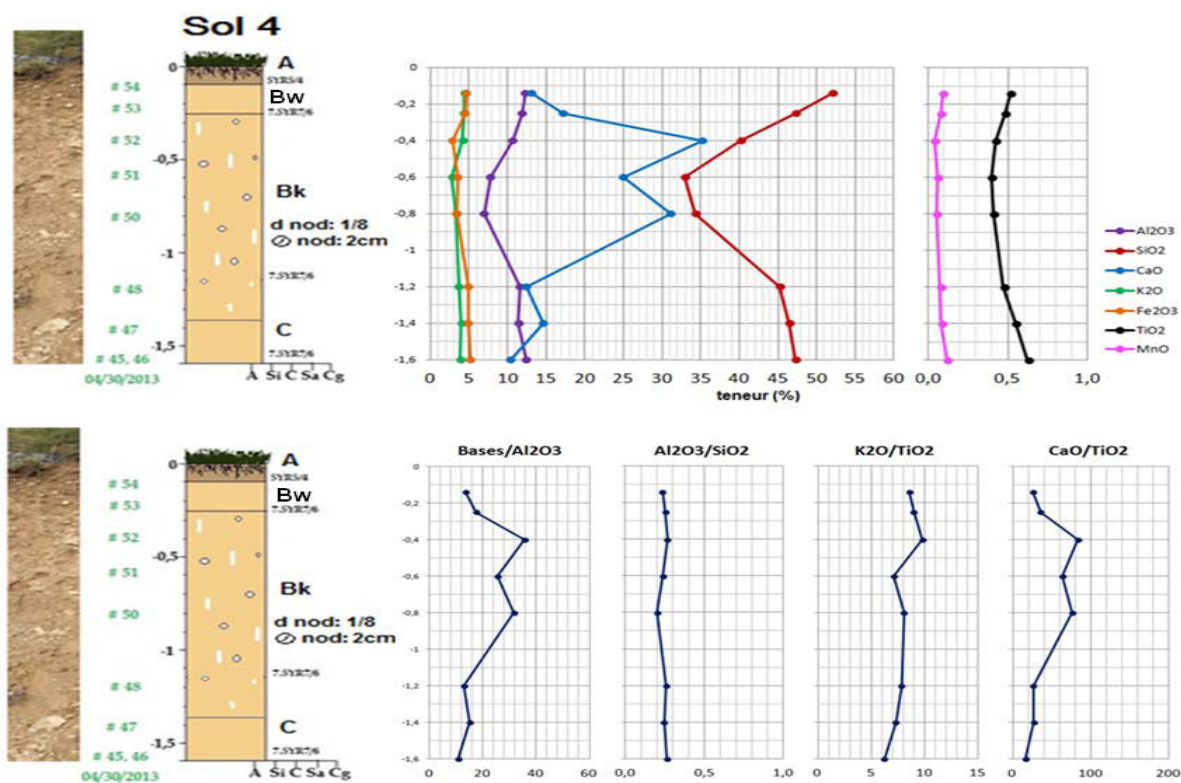


Figure 4-4. Profil géochimique d'un Calcisol haplique actuel développé sur un matériau argilo-silteux (sol 4, altitude 1020 m, méditerranéen continental).

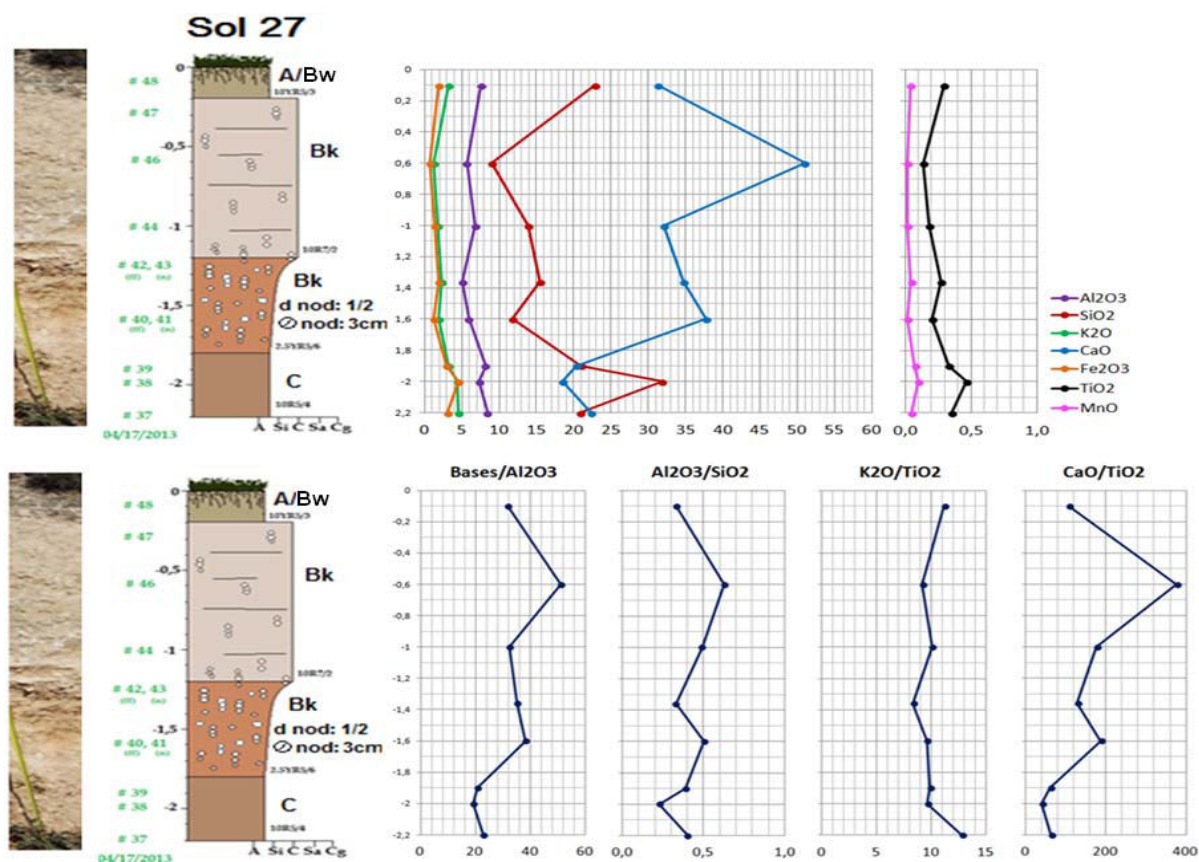


Figure 4-5. Profil géochimique d'un Calcisol à horizon pétrocalcique actuel développé sur un matériau argilo-silteux (sol 27, altitude 173 m, méditerranéen littoral).

4.1.2 Données météorologiques

Les données climatiques nécessaires à l'établissement des climofonctions ont été recueillies à partir de l'Atlas climatique de la péninsule ibérique (Ninyerola et al., 2005). Les températures et précipitations ont été mesurées par plusieurs centaines de stations météorologiques entre les années 1950 et 2000, et sont présentées par interpolation de la répartition géographique avec une maille de 200 m². Les moyennes annuelles et mensuelles sont calculées sur une période de 15 à 50 ans selon les stations.

Dans la zone étudiée, les MAT varient entre 10 °C dans les Sierras extérieures au Nord-Ouest de Huesca, situées à une altitude supérieure à 1000 m, à plus de 16 °C \pm 0,8 en moyenne au Sud-Ouest de Lleida, et les précipitations annuelles moyennes sont comprises entre 900 et 200 mm \pm 137,8 (Figure 4-6). La zone à proximité de la Costa Dorada présente des valeurs intermédiaires du fait des influences marines. Une période sèche de plusieurs mois a lieu en été, et l'évapotranspiration excède les quantités de précipitations durant 8 mois par an en moyenne. La saisonnalité des précipitations est en moyenne de 41,2 mm, et est plus marquée à proximité de la côte avec des valeurs de 54,9 à 69,5 mm.

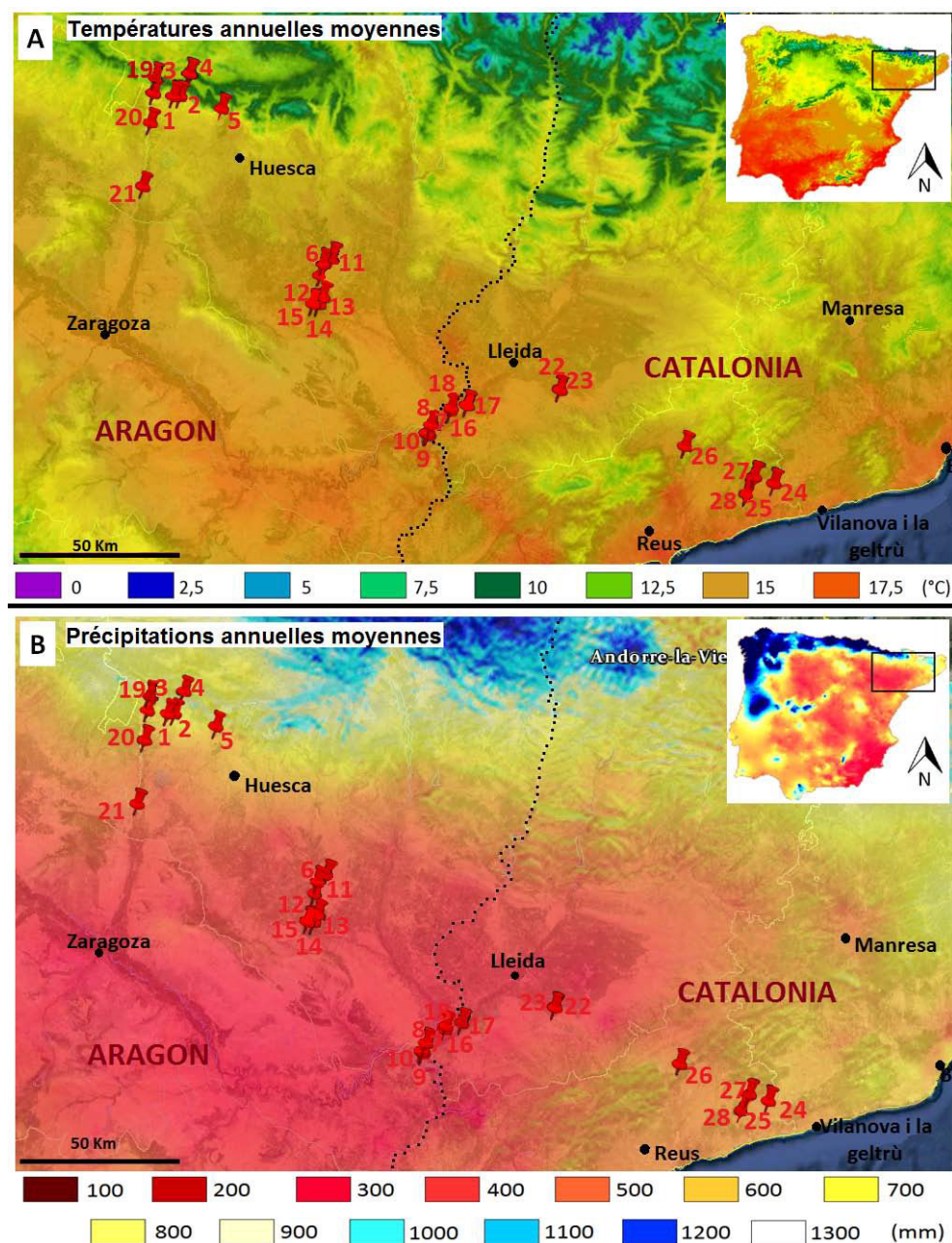


Figure 4-6. Localisation des sols étudiés sur les cartes A) des températures annuelles moyennes (MAT) et B) des précipitations annuelles moyennes (MAP) (d'après Ninyerola et al., 2005).

Pour cette étude, nous avons utilisé les données des stations les plus proches de chaque site où un paléosol a été échantillonné, qui présentent une meilleure précision que les cartes disponibles. Celles-ci sont présentées dans les tableaux suivants (**Tableau 4-2**, **Tableau 4-3**).

ID Sol	Station météo	Précipitations												Moy.	MARP	±	MAP	±
		Jan.	Fév.	Mar.	Avr.	Mai	Juin	Juil.	Aout	Sep.	Oct.	Nov.	Déc.					
1	Ayerbe (1)	45,4	40,6	40,5	62,3	75,4	59,9	28,6	46,7	52,6	57,1	57,6	58,7	52,1	46,8	17,0	625	137,8
2	Ayerbe (2)	43,4	40,7	42,5	63,3	75,6	57,5	27,9	45,3	51,6	59,1	59,6	58,5	52,1	47,7	17,0	625	137,8
3	Murillo de Gallego	50,1	39,9	29,7	63,4	75,5	53,9	23,9	42,9	47,2	74,7	65,9	76,1	53,6	51,6	17,0	643	137,8
4	Loarre	60,3	45,9	47,8	75,2	86,1	70,5	36,6	44,4	48,7	65,1	72,8	69,9	60,3	49,5	17,0	723	137,8
5	La Sotonera	56,7	46,8	35,2	67,5	82,2	60,7	30,7	43,9	60,7	79,1	75,1	78,9	59,8	51,5	17,0	718	137,8
6	Peralta de Alcofea (1)	31,4	28,0	28,7	40,8	48,2	39,7	18,0	28,6	44,9	45,8	40,3	38,3	36,1	30,2	17,0	433	137,8
7	Mequinenza (1)	25,2	20,0	32,7	38,8	49,9	41,2	18,9	24,7	42,8	50,2	37,1	36,7	34,9	31,0	17,0	418	137,8
8	Mequinenza (2)	27,2	21,0	34,6	39,9	48,8	35,1	16,5	25,3	44,5	54,7	39,7	38,6	35,5	38,2	20,7	426	137,8
9	Mequinenza (2)	27,2	21,0	34,6	39,9	48,8	35,1	16,5	25,3	44,5	54,7	39,7	38,6	35,5	38,2	20,7	426	137,8
10	Mequinenza (3)	28,2	21,5	35,4	39,9	49,2	34,6	15,8	22,7	40,6	56,8	41,3	40,2	35,5	41,0	20,7	426	137,8
11	Sarinena	29,6	26,4	29,8	38,8	46,5	41,8	20,5	28,7	43,7	43,8	37,8	35,9	35,3	26,0	17,0	423	137,8
12	Sarinena	29,6	26,4	29,8	38,8	46,5	41,8	20,5	28,7	43,7	43,8	37,8	35,9	35,3	26,0	17,0	423	137,8
13	Peralta de Alcofea (2)	29,5	25,7	31,0	38,5	45,1	40,6	16,8	28,1	43,5	44,5	36,5	35,2	34,6	28,3	17,0	415	137,8
14	Peralta de Alcofea (2)	29,5	25,7	31,0	38,5	45,1	40,6	16,8	28,1	43,5	44,5	36,5	35,2	34,6	28,3	17,0	415	137,8
15	Peralta de Alcofea (2)	29,5	25,7	31,0	38,5	45,1	40,6	16,8	28,1	43,5	44,5	36,5	35,2	34,6	28,3	17,0	415	137,8
16	Aitona	33,6	30	36,9	35	48,7	44,5	17,6	27,2	52,2	50,4	38,7	35	37,5	34,6	15,5	450	137,8
17	Seros	22,1	17,1	31,5	32,1	40,3	37,1	15,2	22,1	41,7	44,8	33,1	32,7	30,8	29,6	20,7	370	137,8
18	Seros	22,1	17,1	31,5	32,1	40,3	37,1	15,2	22,1	41,7	44,8	33,1	32,7	30,8	29,6	20,7	370	137,8
19	St Eulalia de Gallego	47,2	41	40,6	56,5	65,6	55,8	23,8	32,5	52,1	60,7	72,8	65,3	51,2	49,0	22,9	614	137,8
20	Biscarrues	42,1	37	47,9	44,8	51,6	55,9	18,8	32,3	53,7	46,2	51,6	39,5	43,5	37,1	13,5	521	137,8
21	Gurrea de Gallego	35,5	35,2	37,5	46,5	56,1	50,6	24,2	28,3	44,3	46,6	50,1	45,3	41,7	31,9	17,0	500	137,8
22	Castellidans	42,2	40,3	43,4	46,5	56,9	55,7	22,5	27,5	55,6	54,2	42,5	42,9	44,2	34,4	17,0	530	137,8
23	Castellidans	42,2	40,3	43,4	46,5	56,9	55,7	22,5	27,5	55,6	54,2	42,5	42,9	44,2	34,4	17,0	530	137,8
24	Banyeres del Penedès	37,4	31	41,8	43,4	52,7	43,4	23,7	48,8	76,7	84,1	53,4	44,6	48,4	60,4	20,7	581	137,8
25	Brisbal del Penedès	42,9	34,4	43,8	45,1	55,4	44,3	22,2	49,2	77,6	83,8	52,6	44	49,6	61,6	20,7	595	137,8
26	Montblanc	31,7	27,9	42,6	48,7	60,7	52,2	18,1	40,7	73	69,6	45,1	40,4	45,9	54,9	15,5	551	137,8
27	Roda de Bara	38,3	34,4	46,2	46,5	54,2	37	20,6	50,6	82,4	85,5	53,8	50,7	50,0	64,9	20,7	600	137,8
28	Bonastre	32,3	31,3	45,6	44,5	51,9	38,7	17,4	49,9	86,9	80,9	48,3	49,8	48,1	69,5	15,5	578	137,8

Tableau 4-2. Précipitations mensuelles et annuelles (MAP) moyennes et gammes moyennes annuelles de précipitations (MARP) enregistrées par les stations météorologiques situées à proximité des sols étudiés (données extraites de Ninyerola et al., 2005).

ID Sol	Station météo	Températures												MAT	±
		Jan.	Fév.	Mar.	Avr.	Mai	Juin	Juil.	Aout	Sep.	Oct.	Nov.	Déc.		
1	Ayerbe (1)	5,2	6,4	9,5	11,2	15,6	19,7	23,2	24,1	19,9	13,9	10,2	6,9	13,8	0,8
2	Ayerbe (2)	5,0	6,3	9,3	10,7	14,9	19,3	22,9	22,5	18,9	13,9	9,2	5,9	13,2	0,8
3	Murillo de Gallego	6,1	7,2	9,3	11,6	15,3	19,6	23,0	23,6	18,8	13,8	9,6	6,4	13,7	0,8
4	Loarre	6,2	2,9	5,3	6,8	12,0	15,5	19,8	19,4	15,4	10,0	4,9	2,1	10,0	0,8
5	La Sotonera	4,2	5,4	7,9	9,5	13,5	17,8	21,6	21,4	17,7	12,6	7,9	5,1	12,1	0,8
6	Peralta de Alcofea (1)	6,1	7,5	10,9	12,6	18,3	22,4	25,9	25,6	18,6	14,4	9,1	5,8	14,8	0,8
7	Mequinenza (1)	5,9	7,7	10,5	12,1	17,1	21,2	24,6	24,3	21,0	15,6	10,0	6,6	14,7	0,8
8	Mequinenza (2)	6,7	8,5	11,3	13,5	16,9	20,8	22,3	23,5	19,8	15,6	12,4	8,2	15,0	0,8
9	Mequinenza (2)	6,7	8,5	11,3	13,5	16,9	20,8	22,3	23,5	19,8	15,6	12,4	8,2	15,0	0,8
10	Mequinenza (3)	6,1	8,2	10,9	15,3	15,9	19,8	20,3	23,5	20,8	13,6	11,9	7,9	14,5	0,8
11	Sarinena	5,2	7,6	9,7	12,0	16,9	21,1	24,7	24,2	19,9	14,7	9,2	5,9	14,3	0,8
12	Sarinena	5,2	7,6	9,7	12,0	16,9	21,1	24,7	24,2	19,9	14,7	9,2	5,9	14,3	0,8
13	Peralta de Alcofea (2)	5,2	7,2	9,8	12,0	16,5	20,6	24,1	23,7	19,8	14,6	9,1	5,7	14,0	0,8
14	Peralta de Alcofea (2)	5,2	7,2	9,8	12,0	16,5	20,6	24,1	23,7	19,8	14,6	9,1	5,7	14,0	0,8
15	Peralta de Alcofea (2)	5,2	7,2	9,8	12,0	16,5	20,6	24,1	23,7	19,8	14,6	9,1	5,7	14,0	0,8
16	Aitona	6,5	8,6	12,1	13,6	18,8	23,6	26,4	25,8	22,5	16,3	10,4	6,9	16,0	0,8
17	Seros	5,6	7,5	13,3	12,9	18,5	23,5	27,3	25,2	22,6	16,8	12,2	7,1	16,0	0,8
18	Seros	5,6	7,5	13,3	12,9	18,5	23,5	27,3	25,2	22,6	16,8	12,2	7,1	16,0	0,8
19	St Eulalia de Gallego	5,5	6,8	9,6	11,2	16,1	19,3	23,8	22,6	19,5	14,3	9,6	6,3	13,7	0,8
20	Biscarrues	5,6	6,6	10,1	12,2	15,8	19,1	23,7	22,5	20,0	14,0	9,9	6,1	13,8	0,8
21	Gurrea de Gallego	5,5	7,2	10,5	12,6	15,7	20,8	24,3	23,0	19,5	14,6	9,2	6,0	14,1	0,8
22	Castellidans	5,2	7,4	10,3	12,5	16,6	20,9	24,7	23,9	20,5	15,1	9,2	6,0	14,4	0,8
23	Castellidans	5,4	7,7	10,5	12,6	16,6	20,9	24,8	23,8	20,5	15,1	9,2	6,1	14,4	0,8
24	Banyeres del Penedès	7,7	7,9	10,1	12,2	16,7	20,8	24,1	24,1	21,1	15,4	11,5	8,2	15,0	0,8
25	Brisbal del Penedès	7,2	8,2	9,7	11,8	15,4	19,8	22,7	23,6	20,4	15,9	10,6	8,0	14,4	0,8
26	Montblanc	6,0	7,2	9,8	11,7	15,4	19,6	23,1	23,0	19,8	14,8	9,8	6,9	13,9	0,8
27	Roda de Bara	8,2	9,3	11,6	13,7	17,1	21,1	24,2	24,2	21,5	16,8	11,9	8,9	15,7	0,8
28	Bonastre	7,7	8,8	11,1	13,1	16,7	20,5	23,7	23,7	20,9	16,2	11,4	8,4	15,2	0,8

Tableau 4-3. Températures mensuelles et annuelles (MAT) moyennes enregistrées par les stations météorologiques situées à proximité des sols étudiés (données extraites de Ninyerola et al., 2005).

4.2 Tests des climofonctions basées sur la morphologie de l'horizon Bk

Les climofonctions basées sur la morphologie de l'horizon Bk proposées par Retallack (2005,a) (cf. partie 1.5.1.2) apparaissent comme les seules équations applicables aux Calcisols étudiés. Celles-ci sont définies à partir de données provenant de sols modernes distribués mondialement et formés sur des matériaux très différents. Dans ce paragraphe, des tests de ces équations sont réalisés à partir des données d'Aragon et de Catalogne (**Figure 4-8**).

Sur les 28 profils pédologiques étudiés, la profondeur des horizons Bk varie entre 20 et 80 cm, ce qui permet d'estimer, à partir de la première équation, des précipitations annuelles moyennes entre 271 et 736 mm/an \pm 147.

Leur épaisseur, quant à elle, varie entre 16 et 90 cm, et les gammes moyennes de précipitations annuelles estimées varient donc entre 26 et 85 mm \pm 22 avec l'équation [2] (tableau détaillé en annexe 9). Les figures suivantes comparent ces estimations de MAP et MARP aux données mesurées par les stations météorologiques situées à proximité des sols étudiés (**Figure 4-7**, **Figure 4-8**).

Concernant les MAP, les estimations sont très comparables aux valeurs réelles et sont en général comprises dans l'intervalle d'incertitude de celles-ci. L'écart moyen entre les deux séries de valeurs est de 21 mm/an, et la différence maximale de 165 mm/an (**Figure 4-7, a**). Le croisement de ces données révèle un R^2 de 0,68 et une courbe de tendance très proche de la première bissectrice (**Figure 4-7, b**).

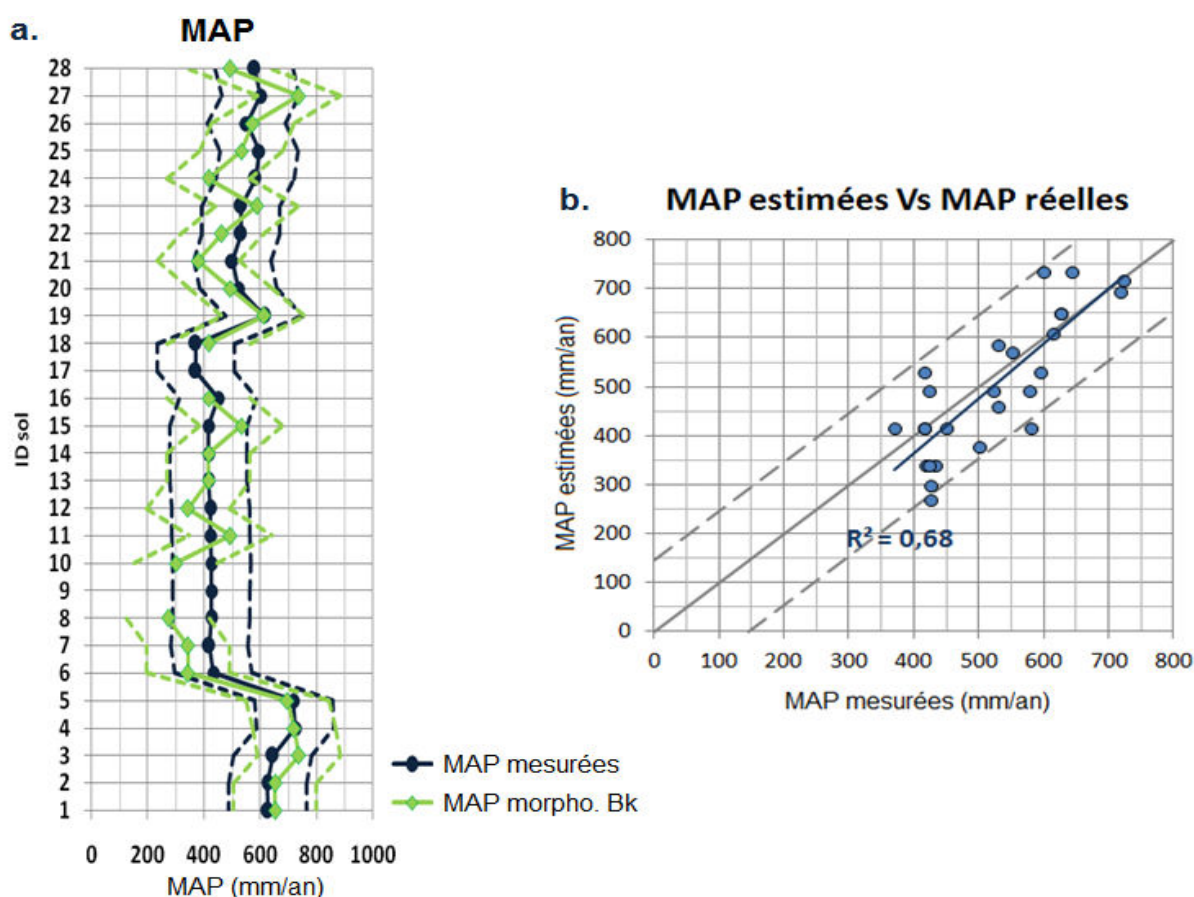


Figure 4-7. Comparaisons des MAP estimées à partir de la profondeur de l'horizon Bk (èq. [1], Retallack, 2005a) et des MAP mesurées par les stations météorologiques situées à proximité des sols actuels d'Aragon et de Catalogne. Les courbes pleines représentent les valeurs obtenues, les courbes pointillées délimitent les intervalles d'incertitude. Cette incertitude est représentée par rapport à la valeur moyenne dans le second graphique.

De même, les gammes moyennes de précipitations annuelles (saisonnalité) estimées sont comprises dans la majorité des cas dans l'intervalle d'incertitude des valeurs réelles mesurées (**Figure 4-8, a**). L'écart moyen est de 7 mm. Cinq profils donnent des valeurs différant de plus de 23 mm des valeurs mesurées : les sols 4, 6, 12, 13, 25 (marqueurs rouges, **Figure 4-8, b**). Tous présentent un horizon Bk différencié en plusieurs sous-horizons montrant des stades de calcification différents, les sols 6, 12, 13 et 25 présentant notamment un calcrète massif directement sous l'horizon A. Cela souligne la possibilité d'introduction de biais par l'application de la climofonction [2] à des profils complexes.

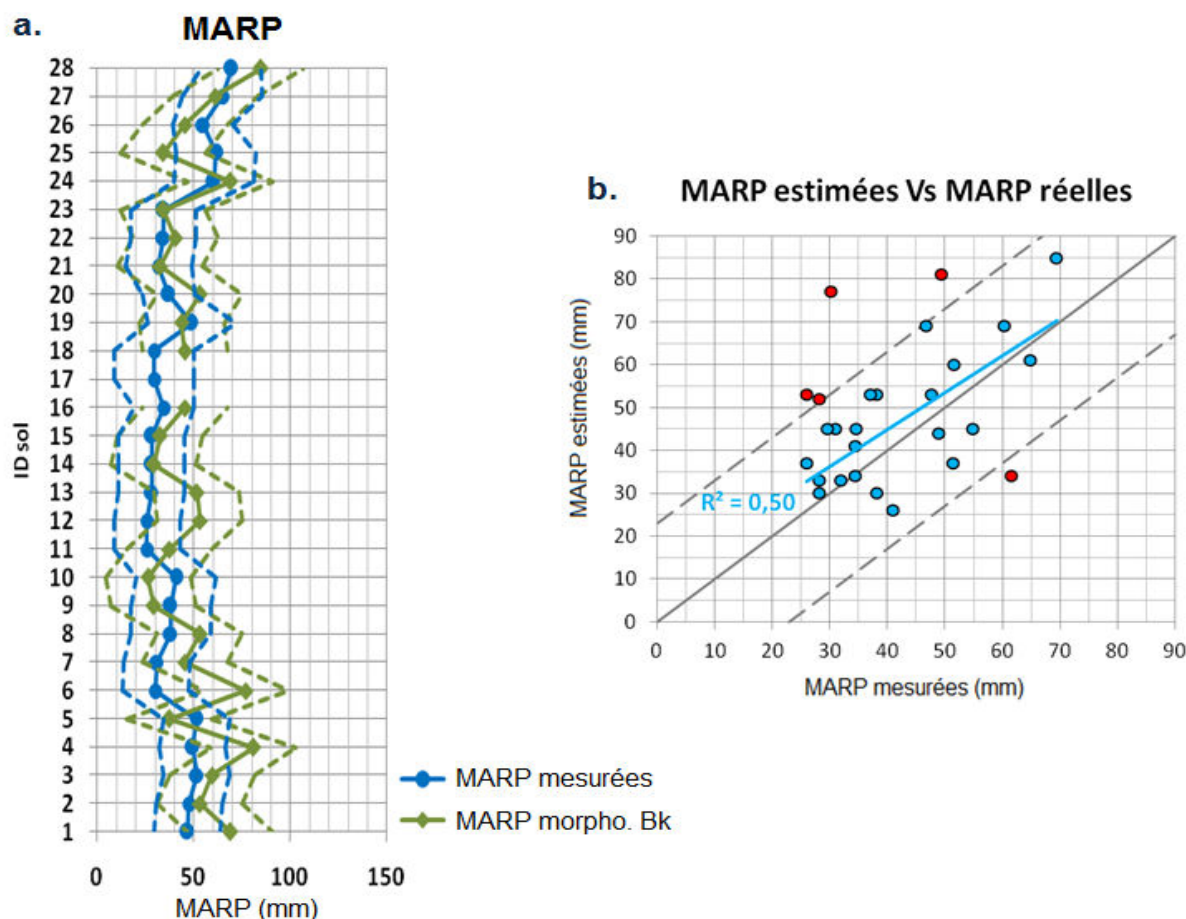


Figure 4-8. Comparaisons des MARP estimées à partir de l'épaisseur de l'horizon Bk (èq. [2], Retallack, 2005b) et des MARP mesurées par les stations météorologiques situées à proximité des sols actuels d'Aragon et de Catalogne. Les courbes pleines représentent les valeurs obtenues, les courbes pointillées délimitent les intervalles d'incertitude. Cette incertitude est représentée par rapport à la valeur moyenne dans le second graphique.

Les deux climofonctions proposées par Retallack (2005a) basées sur la morphologie de l'horizon d'accumulation de carbonate de calcium donnent donc des résultats plutôt cohérents avec ces sols développés sur des matériaux alluviaux, ce qui confirme leur applicabilité aux Calcisols des séries de Beynes Châteauredon et de Loranca. La complexité de certains profils peut cependant induire des biais dans les estimations, expliquant certaines différences significatives, celles-ci pouvant être éventuellement en partie également expliquées par le fait que les données météorologiques ont été mesurées sur un temps relativement court (50 ans au maximum) par rapport à la formation de ces sols qui représente plusieurs milliers d'années.

Enfin, si les profils actuels sont complets, les paléosols décrits dans les chapitres précédents sont fréquemment tronqués, ce qui implique une perte d'information. Une climofonction complémentaire doit donc être envisagée, ainsi qu'une seconde permettant d'estimer les températures annuelles moyennes non accessibles à partir de la description physique des profils.

4.3 Développement de climofonctions basées sur la géochimie des éléments majeurs

Comme évoqué précédemment, les climofonctions proposées dans la littérature n'ont pas été développées à partir de Calcisols. Logiquement, les tests réalisés à partir des sols d'Aragon et de Catalogne, présentés en annexe 10 révèlent des résultats incohérents dans les estimations de MAP et MAT par celles-ci.

Le principal objectif de l'étude de ces analogues actuels nord-espagnols est donc de développer des climofonctions spécifiques, permettant de reconstituer les précipitations et températures annuelles moyennes, en couplant la composition géochimique de ces profils aux données météorologiques.

Si les climofonctions présentées dans la littérature se basent uniquement sur les horizons d'altération Bw ou Bt, nous proposons, **au vu de l'importante diversité des matériaux soumis à l'altération dans ce contexte de plaine alluviale, d'utiliser un rapport entre cet horizon de subsurface et l'horizon C afin de pouvoir comparer des sols dont les compositions diffèrent.**

Les teneurs élémentaires obtenues de 282 analyses XRF réalisées sont converties en moles afin de travailler avec des proportions stœchiométriques.

Les fonctions proposées ci-après sont basées sur les sols analysés in situ, mais aussi sur ceux analysés en laboratoire provenant de la région la plus chaude et sèche afin d'enrichir le modèle. Pour les premiers, les ratios élémentaires sont calculés en utilisant les **teneurs moyennes** pour chaque horizon, qui sont en effet en général très proches de la teneur mesurée dans l'échantillon central.

4.3.1 Climofonction permettant d'estimer les MAP

L'eau provenant des précipitations et s'infiltrant dans le sol étant entre autres responsable du phénomène de lixiviation, les climofonctions permettant d'estimer ces MAP sont classiquement développées sur des ratios d'éléments sensibles à celui-ci, comme les cations basiques, par rapport à un élément plus stable, l'aluminium.

Comme détaillé précédemment, le CaO constitue l'élément basique principal dans les profils étudiés. Cependant, contrairement aux autres types de sols, **sa distribution dans les Calcisols n'est pas uniquement tributaire du processus de lixiviation lié à une période humide**, mais elle est également influencée par la saison sèche qui va induire la précipitation de CaCO_3 au sein du profil du fait des processus d'évaporation. **Cet élément d'ordinaire utilisé dans les modèles doit donc être écarté pour cette équation spécifique aux Calcisols.**

Nous proposons donc d'utiliser le ratio $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ traduisant l'accumulation d'argiles qui comme nous l'avons vu est **étroitement liée à la perte en bases**. Ce rapport est donc calculé sur l'horizon Bw où ces argiles s'accumulent, avant d'être comparé à la valeur de l'horizon C. De ce fait, les sols sans Bw ou pour lesquels celui-ci est difficilement identifiable sont écartés (7, 8, 9, 11, 13, 14, 21, 23, 26). Le sol 4 est également écarté car l'horizon Bw ne reflète peut-être pas un équilibre géochimique du fait de son temps de formation limité. Enfin, en cas de profil polyphasé, seule la partie supérieure liée à la phase d'altération actuelle est utilisée.

La comparaison des MAP mesuré et du ratio d'argilosité proposé (**Figure 4-9**) permet de confirmer la nécessité de retirer les profils dans lesquels le Bw n'est pas clairement identifié, et l'étude parallèle de l'âge des matériaux parentaux de quelques exemples semble indiquer que **la relation entre les MAP et le ratio géochimique retenu n'est pas affecté par l'âge de ces sols.**

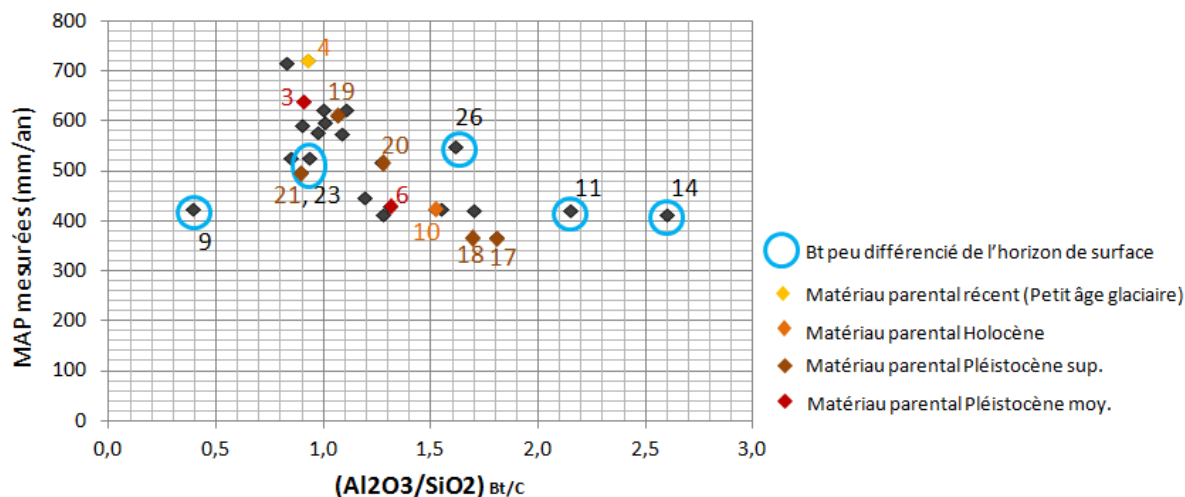


Figure 4-9. Rapport d'argilosité entre les horizons Bw et C des profils pédologiques étudiés. En bleu sont entourés les profils dont le Bw est difficilement distinguable de l'horizon A. Les marqueurs de couleurs sont associés à l'âge des matériaux parentaux pour quelques exemples.

18 sols sont donc retenus pour développer l'équation en comparant les MAP mesurées au ratio géochimique proposé (Figure 4-10). Une régression de type exponentielle est choisie car elle offre, tout comme dans la formule de Sheldon et collaborateurs (2002) basée sur le CIA-K, plus de précision.

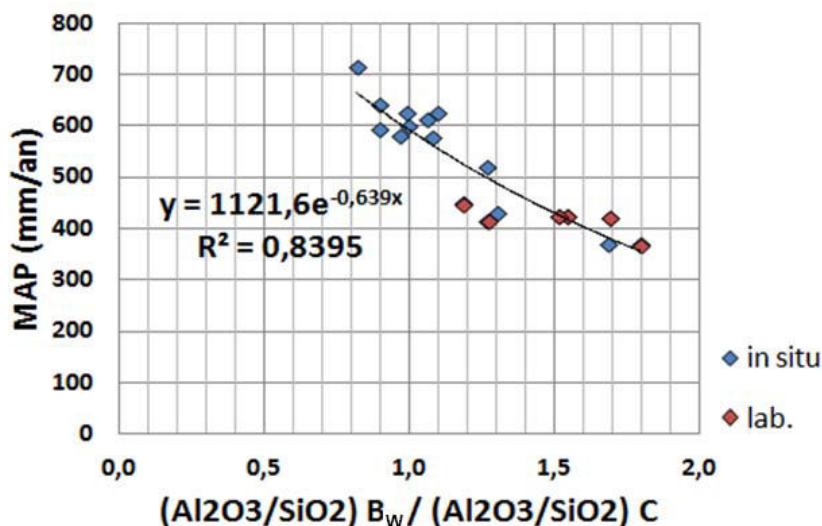


Figure 4-10. Diagramme des précipitations annuelles moyennes mesurées en fonction du ratio d'argilosité de l'horizon Bw par rapport à l'horizon C des sols étudiés calculé avec les teneurs élémentaires converties en moles. Les marqueurs bleus représentent les profils analysés in situ, les marqueurs rouges les profils analysés en laboratoire.

La climofonction obtenue est :

$$\text{MAP (mm/an)} = 1121,6 \times \exp \{-0,639 \times [(\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2)_{\text{Bw}} / (\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2)_{\text{C}}]\}$$

$$r^2 = 0,84$$

Pour les 18 profils utilisés, la différence maximale entre les valeurs de MAP estimées par le biais de cette équation et les valeurs réelles mesurées est de 83 mm, la déviation standard pour la série de valeurs estimées est de 92, et l'incertitude de ± 65 mm.

Enfin, l'utilisation des échantillons mesurés en laboratoire n'entraîne pas de valeurs anormales, ce qui confirme l'approximation réalisée en considérant que le milieu des horizons représente les teneurs élémentaires proches de la moyenne.

4.3.2 Climofonction permettant d'estimer les MAT

Pour développer une climofonction permettant d'estimer les MAT, nous nous focalisons sur le CaO et le K₂O, qui sont étroitement liés aux MAT favorisant l'évaporation et donc la précipitation de CaCO₃ et des sels solubles, bien que les teneurs de potassium au sein des profils soient très réduites en comparaison des teneurs en calcium. **La somme des teneurs de CaO et de K₂O est divisée par celle de l'Al₂O₃, moins sensible à la lixiviation.**

Cette fois-ci, l'étude se porte **sur l'ensemble de l'horizon B**, la moyenne étant calculée à partir de celles du Bw et du Bk, afin de prendre en compte l'horizon d'accumulation du carbonate de calcium. Ici encore, la valeur est **divisée par celle de l'horizon C**.

Les profils peu différenciés physiquement et géochimiquement ne sont pas pris en compte (3, 5, 7, 17, 18). La comparaison des valeurs du ratio élémentaire choisi et des MAT mesurées révèle que ces profils donnent en général des valeurs éloignées de la relation moyenne observée entre les deux paramètres considérés (Figure 4-11).

De même que pour les MAP et le ratio d'argilosité, l'âge des matériaux parentaux ne semble avoir que peu d'influence. En effet, parmi les 3 profils développés sur des terrasses du Pléistocène moyen pris en exemple (3, 6, 16), le premier, avec une accumulation carbonatée de stade I, présente un ratio (K₂O+CaO)/Al₂O₃ très faible alors que les deux suivants donnent des valeurs respectivement 9 et 12,5 fois plus élevées et sont caractérisés par des horizons pétrocalciques. Ces derniers se développent dans des zones où les températures sont plus élevées, permettant la précipitation des bases du fait d'une forte évaporation en saison sèche. La valeur incohérente par rapport à l'ensemble de la série présentée par le sol le plus jeune (4) semble davantage reliée à la faible valeur de MAT considérée, mais soulève encore une fois le doute quant à l'enregistrement des conditions climatiques par les profils très récents.

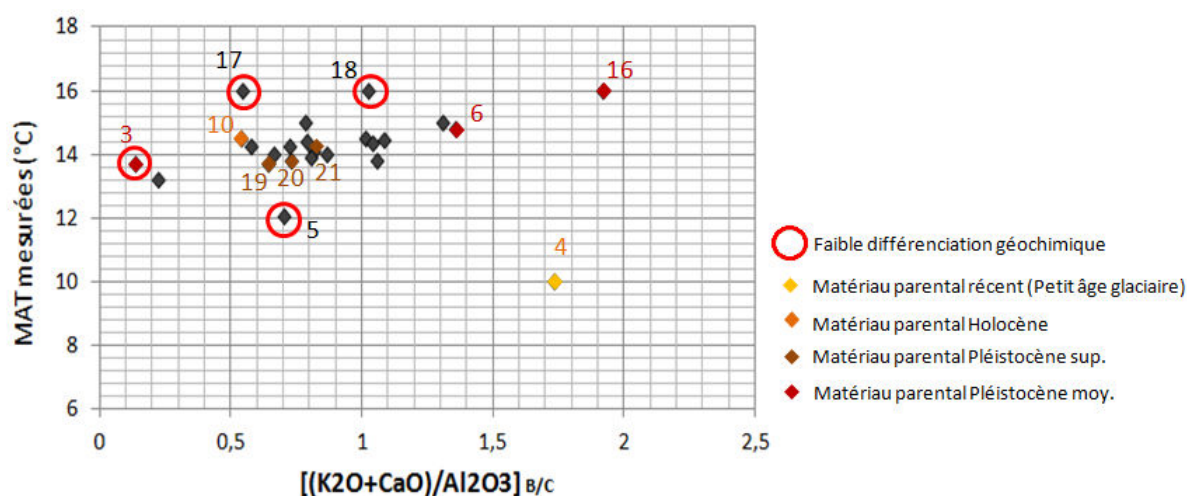


Figure 4-11. Rapport du ratio (K₂O+CaO)/Al₂O₃ entre les horizons B et C des profils pédologiques étudiés. En rouges sont entourés les profils dont le Bw est difficilement distinguable de l'horizon A. Les marqueurs de couleurs sont associés à l'âge des matériaux parentaux pour quelques exemples.

Au total, 23 sols sont donc sélectionnés pour définir cette équation, dont 9 ayant été analysés en laboratoire. Les valeurs du ratio (CaO+K₂O)/Al₂O₃ de l'horizon B par rapport à celles de l'horizon C sont comparées aux MAT mesurées par les stations météorologiques pour définir la climofonction à partir de l'équation de la courbe de tendance (Figure 4-12).

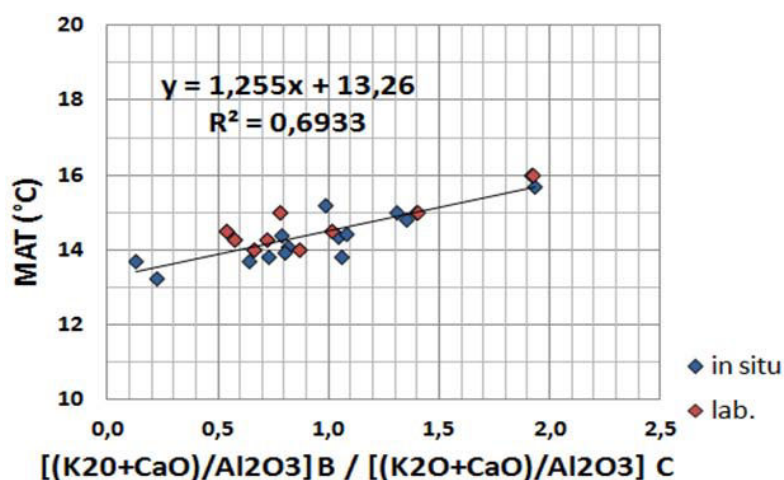


Figure 4-12. Diagramme des températures annuelles moyennes mesurées en fonction du ratio $(\text{CaO}+\text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$ de l'horizon B par rapport à l'horizon C des sols étudiés calculé avec les teneurs élémentaires converties en moles.

Une régression de type linéaire est utilisée. La climofonction obtenue est :

$$\text{MAT } (^\circ\text{C}) = 1,255 \times \left\{ \frac{[(\text{CaO}+\text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3]_B}{[(\text{CaO}+\text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3]_C} \right\} + 13,26$$

$$r^2 = 0,69$$

Sur l'ensemble des 23 sols analysés, l'écart maximum entre les valeurs de MAT estimées par la climofonction présentée ci-dessus et les valeurs réelles est de 0,8 °C. La déviation standard pour les valeurs de températures estimées est de 0,5 °C, et l'incertitude calculée est de $\pm 1,6$ °C.

Ici encore, les sols dont seule la partie centrale de l'horizon est analysée donnent des valeurs cohérentes par rapport aux profils analysés in situ à plus haute résolution puis dont les teneurs élémentaires ont été moyennées pour chaque horizon. Si un échantillonnage fin permet d'obtenir d'avantage d'information sur les processus pédogénétiques, il semble donc qu'une seule analyse au centre de chaque horizon soit suffisante pour appliquer ces climofonctions.

Les deux climofonctions développées à partir de l'étude de ces sols calciques du Nord-Est de l'Espagne permettent d'estimer les précipitations et températures annuelles moyennes à partir de profils pédologiques présentant des accumulations pédogénétiques de carbonates de calcium quelques fois très élevées, à hauteur de 80 % dans l'horizon Bk.

Ces fonctions s'affranchissent de l'influence du substrat en proposant l'utilisation d'un rapport entre l'horizon d'altération Bw, ou l'ensemble de l'horizon B selon la formule employée, et l'horizon C. De plus, celui-ci permet pour les MAP d'obtenir la même climofonction à partir de l'utilisation des teneurs non converties en moles mais exprimées en pourcentages. En ce qui concerne la formule des MAT cependant, les masses molaires différentes du CaO et du K₂O ne permettent pas d'éviter les conversions, bien que dans notre cas la teneur quasi négligeable de K₂O par rapport à celle du CaO induise des résultats quasiment similaires avec les teneurs en moles ou en pourcentages.

L'utilisation des sols échantillonnés en laboratoire n'entraîne pas de valeurs anormales par rapport aux profils analysés in situ. Ceci confirme donc que, dans les sols étudiés, la composition du milieu de l'horizon est proche de la composition moyenne de celui-ci.

Bien qu'elles nécessitent davantage de moyens techniques que celles basées sur la morphologie de l'horizon carbonaté, ces climofonctions originales apportent la possibilité d'estimer les MAP même à partir de profils dont le sommet est tronqué et complètent le spectre des paramètres climatiques accessibles avec les MAT.

Chapitre 5

Reconstitution du paléoclimat d'Europe occidentale entre le Chattien et le Burdigalien à partir de l'étude des paléosols des bassins de Digne-Valensole et de Loranca

Au cours du précédent chapitre ont été testées avec succès les climofonctions basées sur la morphologie de l'horizon Bk à partir de l'étude d'analogues actuels des paléosols des bassins de Digne-Valensole et de Loranca. Des climofonctions géochimiques spécifiques aux profils pédologiques présentant des accumulations carbonatées de nature pédogénétique ont également été développées, permettant d'accéder à davantage de données sur les paramètres climatiques anciens. Ce chapitre expose leur application aux paléosols des deux bassins cénozoïques étudiés, conjointement à des méthodes plus qualitatives, afin de reconstituer les conditions paléoclimatiques du Sud-Ouest de l'Europe entre la fin du Chattien et le début du Burdigalien.

5.1 Conditions paléoclimatiques de la région de Beynes-Châteauredon au Miocène inférieur

Dans cette partie sont reconstituées les conditions paléoclimatiques de la région de Beynes-Châteauredon entre la fin de l'Oligocène et le Burdigalien inférieur à partir de l'étude des Calcisols décrits au cours du chapitre 3.2. Les approches permettant d'appréhender le climat de façon qualitative sont d'abord présentées, suivies de la quantification des principaux paramètres par les climofonctions testées et celles développées dans le chapitre précédent.

5.1.1 Approches qualitatives et semi-quantitatives

- **Caractéristiques des profils d'altération :**

- Les **accumulations de carbonate de calcium d'origine pédogénétique**, caractéristique la plus marquante des paléosols étudiés, nécessitent un **climat assez chaud avec une saisonnalité marquée des précipitations** pour se mettre en place dans l'actuel. Cette dernière constitue le facteur déterminant de la formation de ces accumulations carbonatées, la saison sèche (évaporation > précipitations) devant durer **au moins trois mois** pour permettre la précipitation du carbonate de calcium, le Ca étant préalablement lixivié pendant la saison humide (Goudie, 1983 ; Ruellan, 1984 ; Wright & Tucker, 1991 ; Wright, 2007) (alors que le CO₂ provient de la respiration des racines). Le volume de précipitations joue un rôle moins important, et est généralement compris entre 250 et 1000 mm/an (Young, 1976 ; Birkeland, 1984 ; Retallack, 1992a).
- L'**accumulation d'argiles dans l'horizon Bw** surmontant le Bk est principalement liée à l'éluviation, tributaire de **conditions relativement humides**, alors que la **rubéfaction** quasi systématique des profils se produit sous **conditions arides** par déshydratation des oxyhydroxydes libres entraînant la formation d'hématite (Lamouroux, 1971 ; Yaalon, 1995). Ces phénomènes, regroupés sous le terme de fersiallisation, se produisent donc également sous **climat saisonnièrement contrasté**.
- Enfin, si l'**absence de matière organique** peut être associée à une production faible, elle peut également être liée à une **mauvaise préservation** et témoignerait alors de **conditions relativement arides** (Mack & James, 1994).

Actuellement, ces **sols rouges fersiallitiques** se retrouvent donc principalement dans les zones soumises à un **climat de type méditerranéen** (pourtour de la Méditerranée, Ouest des Etats-Unis, Australie), justement caractérisé par l'alternance d'un hiver frais et humide et d'un été chaud et sec durant au minimum 3 à 4 mois, les températures annuelles moyennes étant généralement comprises entre 10 et 22 °C (Cerling & Quade, 1993 ; Duchaufour, 2001 ; Ortiz et al., 2002 ; Verheyne & De la Rosa, 2005 ; ISRIC, 2014).

Considérant le principe d'actualisme, la **simple identification des processus de calcification de nature pédogénétique et de fersiallisation plaide en faveur d'un climat de type méditerranéen pour l'Oligocène terminal-Miocène inférieur du bassin de Digne-Valensole**.

- **Minéralogie des argiles :**

L'identification des **minéraux argileux** détaillés dans le chapitre 3.2 indique une **part importante de l'héritage**, avec entre 70 et 90 % d'illite et d'interstratifiés, ainsi qu'une **formation de smectites**. Ces caractéristiques sont en général associées à un **climat de type tempéré chaud - méditerranéen** (Lamouroux et al., 1968 ; Pedro, 1993 ; Thiry, 2000).

- **Données isotopiques :**

Enfin, nous disposons de **données isotopiques** pour la section de Font d'Eygout permettant d'appréhender le type d'écosystème et le régime d'humidité au moment de la pédogenèse (Figure 5-1).

Pour l'ensemble des 43 paléosols analysés, **les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ sont supérieures** de 1 ‰ en moyenne **à la valeur déterminée pour les plantes en C3** au cours de l'Oligocène terminal-Miocène inférieur par Tipple et collaborateurs (2010), fluctuant autour de -8,5 et -9 ‰. Les valeurs les plus élevées, comprises entre -5,9 et -7,2 ‰ sont observées à la base de la section, entre 23,4 et 22,8 Ma. S'ensuit une tendance à la baisse du $\delta^{13}\text{C}$ jusqu'à environ 21,8 Ma, avec des valeurs jusqu'à 1,3 ‰ inférieures à la minimale de l'intervalle précédent. Un nouveau pic de valeurs plus positives, celles-ci atteignant -7 ‰, est observé entre 21,7 et 20,3 Ma, puis le $\delta^{13}\text{C}$ se stabilise autour de -7,7 ‰. Ces valeurs, qui oscillent donc entre -8,3 et -5,9 ‰, ont été reliées par Cojan et collaborateurs (2013) à une **végétation de type C3 soumise à un stress hydrique**. Si les plus basses sont proches de la valeur caractéristique des plantes en C3, les plus élevées indiquent donc un **régime d'humidité xérique** mais restent sous le -3 ‰ mesuré en conditions d'aridité extrême (Amundson et al., 1988 ; Elheringer et al., 1992). A noter que ces valeurs relativement élevées pourraient également être en partie liées à l'éventuelle présence de plantes en C4. Si celle-ci était jusqu'à récemment réfutée par les études palynologiques du Sud de la France (Jiménez-Moreno & Suc, 2007), l'analyse isotopique de grains de pollens préservés dans plusieurs gisements lacustres à marins peu profonds du Sud-Ouest de l'Europe a récemment révélé des assemblages de graminées constitués de 26 et 62 % de plantes C4 (Urban et al., 2010). **Les variations du $\delta^{13}\text{C}$ sont donc reliées à des variations d'aridité et donc des températures qui influencent l'évaporation, ou à des variations dans la saisonnalité des précipitations.**

Le premier intervalle défini précédemment (23,4 à 22,8 Ma) présente des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ très variables, notamment vers 23,1 Ma, avec une différence entre les minima et maxima jusqu'à 1,1 ‰ (-5,1 à -6,2 ‰). On observe tout de même une tendance à la **diminution de ses valeurs jusqu'à 21,7 Ma**, avec un minima de -6,3 ‰, interprétée comme une **diminution de température ou de l'évaporation, ou encore une combinaison de ces deux paramètres**. Des valeurs à nouveau fluctuantes s'observent dans la dernière partie de la section, avec un pic positif entre 21,7 et 21,4 Ma où le $\delta^{18}\text{O}$ passe à -5,6 ‰ avant de redescendre à -6,25 ‰. Deux autres oscillations s'observent ensuite, avec des valeurs plus positives à 21,1 et 20,5 Ma et une moyenne de -5,9 ‰.

Enfin, il est nécessaire de préciser que **les valeurs élevées du $\delta^{13}\text{C}$ et les grandes tendances observées dans les variations du $\delta^{18}\text{O}$ ont été également observées dans d'autres coupes du bassin de Digne-Valensole**, situées à une vingtaine de kilomètres au Sud de notre coupe de référence. Seul un décalage moyen de 0,5 ‰ du $\delta^{18}\text{O}$ est remarqué entre ces coupes, les valeurs plus hautes de la coupe de Font d'Eygout étant expliquées par une position plus côtière induisant une plus forte évaporation (Cojan et al., 2013). Ces observations permettent d'affirmer que **ces tendances sont régionales** et non pas uniquement liées à la position des paléosols dans la topographie de la plaine alluviale et aux conditions locales d'humidité.

Les caractéristiques des paléosols et les données isotopiques concordent donc pour proposer un climat de type semi-aride. En plus de variations d'ordre saisonnières, les grandes fluctuations du $\delta^{13}\text{C}$ et du $\delta^{18}\text{O}$ indiquent que des changements à plus grande échelle des paramètres paléoclimatiques sont enregistrés par les paléosols.

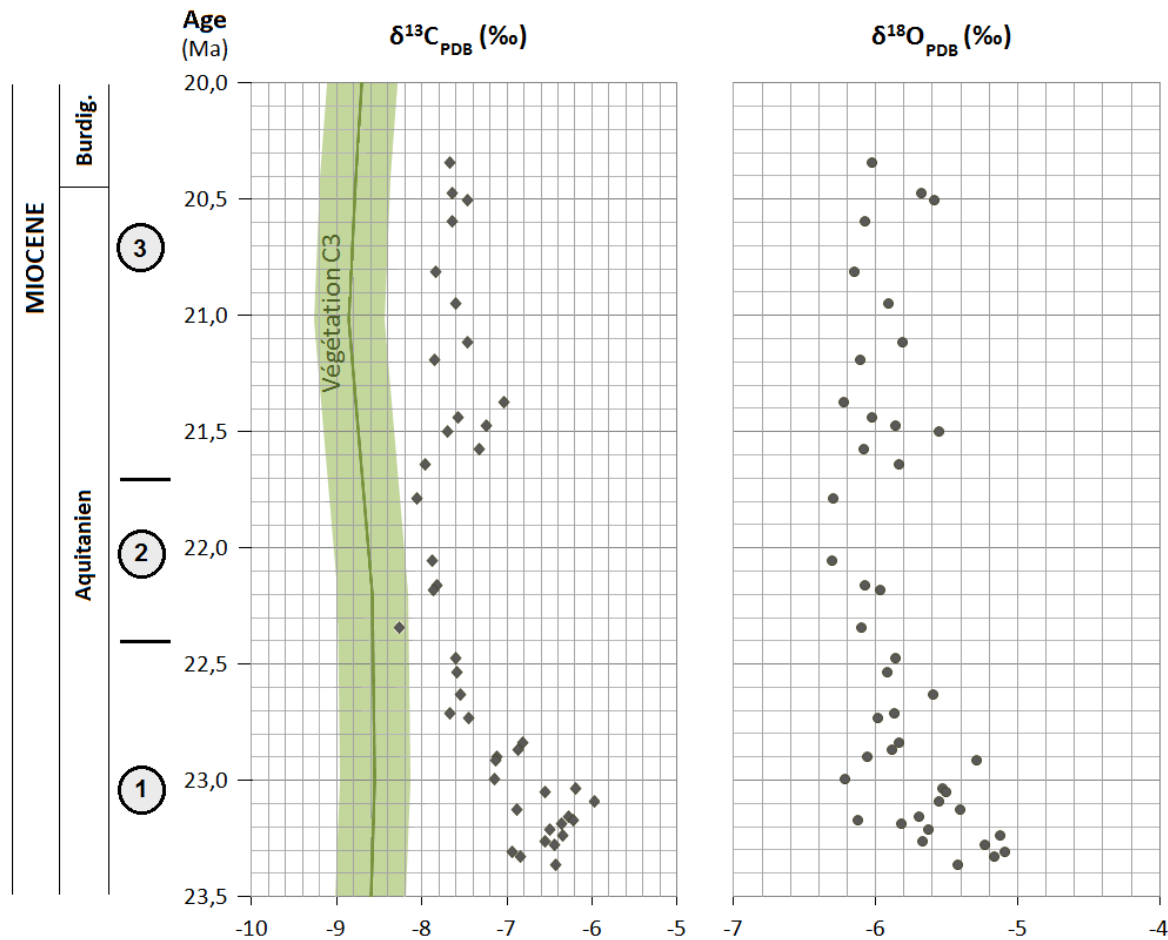


Figure 5-1. Distribution stratigraphique des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$ des nodules carbonatés des paléosols de la coupe de Font d'Eygout. La zone verte correspond aux valeurs caractéristiques de $\delta^{13}\text{C}$ de CaCO_3 pédogénétique pour des paléosols miocènes associés à une végétation de type C3 (d'après Tipple et al., 2010). Les données sont présentées selon l'échelle stratigraphique de Berggren et collaborateurs (1995). Les numéros à gauche des graphiques représentent les intervalles distingués sur la base des caractéristiques paléopédologiques.

5.1.2 Quantification des paramètres paléoclimatiques

Après ces premiers résultats permettant de qualifier le type de climat et de végétation qui régnait sur le Sud-Est de la France à la fin du Chattien et au Miocène inférieur, nous appliquons ici les méthodes basées sur la description physique des Calcisols et les équations développées à partir des analogues actuels permettant de quantifier les températures annuelles moyennes, les précipitations annuelles moyennes ainsi que leur saisonnalité.

Si nous disposons uniquement d'une calibration stratigraphique par corrélations chimiostratigraphiques pour les paléosols de la section de Font d'Eygout, les résultats des Courtiers sont intégrés à partir de corrélations établies à partir de celles proposées par Bauer (2006) et sur les caractéristiques physiques des profils paléopédologiques des deux sections (annexe 11). Les huit derniers paléosols des Courtiers n'ont pas d'équivalents dans la section de Font d'Eygout car ils sont situés plus haut dans la série. Leurs âges ont été déterminés approximativement en considérant un intervalle de temps moyen de 100 ka entre deux profils successifs.

5.1.2.1 Morphologie de l'horizon Bk

La première méthode employée consiste à appliquer les formules basées sur la morphologie de l'horizon Bk proposées par Retallack (2005a).

Les horizons Bk des paléosols étudiés dans la série de Beynes-Châteauredon se retrouvent à des profondeurs comprises entre 30 et 80 cm, et présentent des épaisseurs comprises entre 8 et 175 cm.

D'après les auteurs, une compaction minime affecte la série du fait d'une couverture sédimentaire peu épaisse qui l'aurait recouvert (Deconinck, 1984). Les résultats présentés ci-après n'ont donc pas été soumis à des équations de décompaction. Les effets d'une éventuelle compaction ont cependant été étudiés afin d'appréhender les biais potentiels dans les estimations de MAP et de MARP.

Considérant une épaisseur de la couverture sédimentaire de 300 m, l'application de l'équation proposée par Sheldon & Retallack (2001) incluant le modèle de Sclater & Christie (1980) (1.5.1.2) permet d'estimer une compaction des argiles et silts de plaine d'inondation inférieure à 10 %. Une compaction de 10 % des horizons Bw contribuerait alors à sous-estimer les MAP de moins de 9 %. La compaction des horizons Bk est probablement plus limitée du fait de la cimentation, et ce d'autant plus que l'accumulation de CaCO_3 est importante. Cependant, considérant cette compaction de 10 % comme valeur maximale en cas d'accumulation carbonatée limitée, une sous-estimation de la saisonnalité des précipitations également légèrement inférieure à 9 % est calculée.

Les résultats des mesures et estimations associées sont présentés en annexe 12 et sont synthétisés dans les paragraphes suivants.

▪ **Reconstitution des MAP à partir de la profondeur de l'horizon Bk :**

Parce que les profils paléopédologiques étudiés sont souvent tronqués ou polyphasés, l'enregistrement des MAP est incomplet. Cette variable a pu être mesurée sur seulement 40 % des paléosols recensés dans la section de Font d'Eygout (23/55), et sur 25 % des paléosols de la coupe des Courtiers (5/20), ce qui mène à de grands intervalles sans données (**Figure 5-2, a**).

- Entre 23,4 et 22,5 Ma (intervalle 1), hormis une faible valeur de 416 mm/an aux alentours de 23,12 Ma, les MAP oscillent entre 615 et 570 mm/an, ce qui est inférieur à l'incertitude de la fonction et permet d'interpréter ces précipitations comme relativement stables.
- Peu après 22,5 Ma (intervalle 2), un pic de précipitations à 736 mm/an est suivi par une tendance à la diminution des MAP jusqu'à 21,63 Ma et une valeur de 386 mm. Cependant, l'impossibilité d'estimations du fait de profils incomplets sur plus de 650 ka peut masquer des variations importantes du volume des précipitations.
- Un nouveau pic d'une durée inférieure à 150 ka est observé à 21,5 Ma, avec une valeur à 587 mm/an, suivi de MAP d'environ 416 mm/an puis qui remontent aux alentours de 560 mm/an avant une nouvelle diminution entre 20,47 et 20,2 Ma, les MAP passant de 636 à 431 mm/an. Entre 21,1 et 20,15 Ma, Les valeurs obtenues par les paléosols des Courtiers entre 21,1 et 21 Ma ainsi qu'entre 20,3 et 20,15 Ma (intervalle 3) sont très proches des valeurs estimées par les paléosols de Font d'Eygout, la différence maximale étant de 40 mm/an.
- Le dernier paléosol exploitable de la coupe des Courtiers (Cou-19) (intervalle 4) donne une valeur de 508 mm/an, ce qui correspond globalement à la moyenne observée dans le dernier intervalle de la coupe de Font d'Eygout.

Les paléosols la série de Beynes-Châteauredon ne semblent donc pas avoir enregistré de grandes tendances d'évolution des MAP entre le début de l'Aquitaniien et le début du Burdigalien. Seuls quelques pics témoignent de variations importantes (plusieurs centaines de mm) en moins de 150 ka sont observés à 23,12, 22,5 et 21,5 Ma, mais les MAP oscillent en moyenne autour de 542 mm/an \pm 147 (590 mm/an si compaction de 10 %). **L'enregistrement incomplet du signal est peut-être la raison de cette apparente stabilité des précipitations.** Les reconstitutions plus complètes proposées par la suite à partir des climofonctions géochimiques permettront de discuter ces résultats.

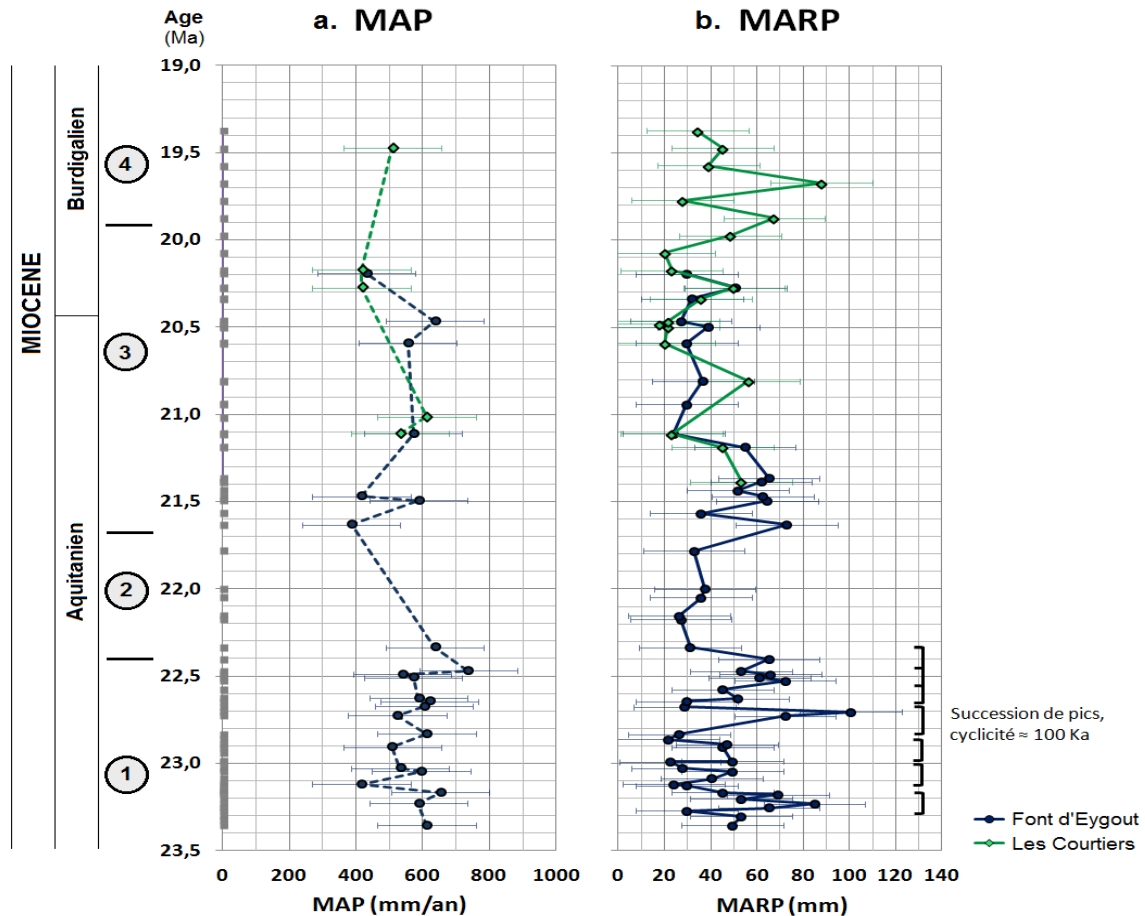


Figure 5-2. Reconstitution des précipitations annuelles moyennes (a) et des gammes annuelles moyennes de précipitations (MARPs) (b) à l'Aquitainien et au début du Burdigalien par application des climofonctions de Retallack (2005a) se basant respectivement sur la profondeur et l'épaisseur de l'horizon Bk des paléosols des coupes de Font d'Eygout (bleu foncé) et des Courtiers (cyan). Les carrés gris à gauche du graphique des MAP marquent la position stratigraphique des 75 paléosols recensés, permettant d'étudier la proportion de profils utilisables (non tronqués). Les données sont présentées selon l'échelle stratigraphique de Berggren et collaborateurs (1995). Les numéros à gauche des graphiques représentent les intervalles distingués sur la base des caractéristiques paléopédologiques (le quatrième correspond à la seconde moitié de la coupe des Courtiers, montrant une transition vers des faciès marins).

▪ Reconstitution de la saisonnalité des précipitations à partir de l'épaisseur de l'horizon Bk :

Les gammes moyennes de précipitations annuelles (MARPs) ont également été estimées à partir des mesures de l'épaisseur des horizons Bk (**Figure 5-2, b**). Cette fois, seuls 5 % des paléosols de Font d'Eygout (3/55) et 10 % de ceux des Courtiers (2/20) ont été écartés à cause d'une préservation incomplète de leur horizon Bk ou d'une superposition de plusieurs phases pédogénétiques.

- Jusqu'à 22,35 Ma (\approx intervalle 1), un enregistrement à haute résolution du signal (environ 1 paléosol tous les 20 ka) permet d'observer des valeurs très fluctuantes de MARP. 5 pics positifs successifs, sont marqués par un ensemble de points successifs, et indiquent une **cyclicité à 100 ka**. Le premier débute aux alentours de 23,38 Ma, et présente une valeur maximale de 85 mm. Le second, moins marqué avec une valeur maximale de 49 mm, débute vers 23,15 Ma. Le suivant est de même ampleur et débute à 23 Ma. Un pic d'environ 120 ka se produit ensuite, avec une valeur maximale de 101 mm. S'ensuit une cinquième phase d'environ 300 ka présentant des valeurs de MARP entre 50 et 72 mm, et dans laquelle 3 événements d'environ 100 ka peuvent également être distingués.
- Suite à cela, les valeurs diminuent aux alentours des 30 mm et se stabilisent pendant environ 550 ka (intervalle 2).

- Entre 21,7 et 21,15 Ma (début intervalle 3), de nouvelles fluctuations marquées sont observables, bien que la résolution soit moins bonne que sur l'intervalle précédent, avec au moins 3 pics positifs de MARP dans une tendance à l'augmentation. La valeur moyenne est de 60 mm pour cet intervalle. Les MARP estimées par les trois premiers paléosols des Courtiers montrent une évolution comparable, bien que les valeurs les plus élevées soit en moyenne 10 mm inférieures.
- Les valeurs de MARP oscillent ensuite autour de 30 mm, avec cependant une valeur maximale de 56 mm vers 20,8 Ma estimée à partir de la coupe des Courtiers.
- Un pic positif de 20 mm (valeur maximale de 51 mm) estimé à partir des 3 derniers paléosols de Font d'Eygout est également reconstitué par l'application de la climofonction aux paléosols des Courtiers.
- Le dernier intervalle (4), est caractérisé par une série de variations importantes dont la durée pourra être évaluée à partir du calage par corrélations chimiostratigraphiques à venir pour la coupe des Courtiers, dans une tendance à l'augmentation de la valeur moyenne, avec des MARP d'environ 45 mm calculées à partir des derniers paléosols

Différentes tendances sont donc observées dans l'évolution de la saisonnalité, avec des **fluctuations importantes à la fin du Chattien et à l'Aquitaniens inférieur mais une moyenne assez haute** et des valeurs ayant tendances à croître jusqu'à 22,5-22,4 Ma. Un autre intervalle avec **des valeurs élevées s'observe au début de la seconde moitié de l'Aquitaniens et un troisième entre 20 et 19,6 Ma**. Les autres sont caractérisés par des valeurs relativement basses. Sur les 4,5 millions d'années considérés, les MARP présentent une valeur moyenne de 44 mm \pm 22.

Les MAP estimées sur la période Chattien terminal-Miocène inférieur, comprises entre 340 et 736 mm/an, et les MARP, qui varient entre 22 et 101 mm, s'inscrivent dans la gamme des précipitations et saisonnalités mesurées actuellement dans les régions soumises à un climat méditerranéen, à l'image de la péninsule ibérique (Ninyerola et al., 2005 ; Norrent & Douguédroit, 2006). Si les MAP montrent peu de fluctuations, peut-être du fait d'un signal incomplet à cause de l'érosion de nombreux profils, les MARP présentent par endroits de fortes fluctuations avec notamment une cyclicité de l'ordre de 100 ka à la base de la série étudiée.

5.1.2.2 Application des nouvelles climofonctions géochimiques

Les nouvelles climofonctions développées au cours du dernier chapitre sont dans cette partie appliquées aux paléosols de la série de Beynes-Châteauredon pour quantifier les précipitations annuelles moyennes et les températures annuelles moyennes et étudier leur évolution entre l'Aquitaniens inférieur et le début du Burdigalien. Au préalable, des tests de reproductibilité des résultats en fonction de la variation latérale de la composition géochimique des profils paléopédologiques ont été réalisés à partir de quelques paléosols de l'affleurement de Font d'Eygout.

• Test de reproductibilité des résultats en fonction de la variabilité latérale des paléosols :

La reproductibilité des estimations de précipitations et températures annuelles moyennes à partir des climofonctions spécifiques aux Calcisols a été testée pour plusieurs paléosols de l'affleurement de Font d'Eygout présentant des variations latérales de composition. Cette discussion est illustrée dans ce paragraphe à partir du sol FE-C.09 (**Figure 5-3**), analysé sur les coupes RFE (coupe principale), RFE 2 et RFE 4, ces deux dernières se trouvant respectivement à 120 et 230 m plus au Nord de la section de référence. Deux autres études sont présentées en annexe 13.

Ce paléosol se développe sur un substrat argileux à argilo-silteux selon la position par rapport au système fluvial, ce qui induit des compositions élémentaires variables. Ainsi, la teneur de SiO₂ est 1,2 fois plus importante dans la coupe de RFE que dans RFE 2, et 1,4 fois supérieure à la teneur mesurée

dans RFE 4. Celle du CaO est, dans RFE, 1,5 fois inférieure à la teneur mesurée dans RFE 4, qui est 1,3 fois plus élevée que dans RFE 2. L' Al_2O_3 est moins variable et est seulement 1,13 fois plus abondant dans la coupe RFE 2, où la granulométrie est plus argileuse, que dans les deux autres coupes. Si ce profil présente des teneurs en K_2O comparables sur RFE et RFE 2, celles-ci sont environ 1,9 fois supérieures à celle mesurée dans RFE 4.

La variabilité latérale de la composition géochimique de ce matériau parental se retrouve également dans les horizons Bk et Bw, avec notamment des teneurs en CaO et SiO_2 différant de plus de 30 % dans les horizons carbonatés. Les proportions relatives ne sont pas toujours conservées, indiquant l'influence d'autres facteurs paléoenvironnementaux dans la variabilité latérale de ce paléosol.

L'application des climofonctions développées dans le chapitre précédent à ce profil analysé sur les trois coupes révèle, malgré la variabilité décrite précédemment, des **estimations de MAT extrêmement similaires**, ne différant pas de plus de 0,1 °C. **De même**, les valeurs de MAP sont légèrement plus dispersées, avec un écart maximum de 42 mm/an observé entre les coupe RFE et RFE 2, mais celui-ci est inférieur à l'incertitude de l'équation, qui pour rappel est de 65 mm/an.

L'intégration du ratio comparant la composition de l'horizon de subsurface à celle de l'horizon C semble dans les équations contribue donc bien à s'affranchir de l'hétérogénéité des matériaux parentaux dans ce type d'environnement sédimentaire. Ce test prouve donc la fiabilité des climofonctions développées à partir des analogues actuels. Les paragraphes suivants présentent les résultats de l'application de ces fonctions aux paléosols des deux séries étudiées. Les données détaillées sont exposées en annexe 14.

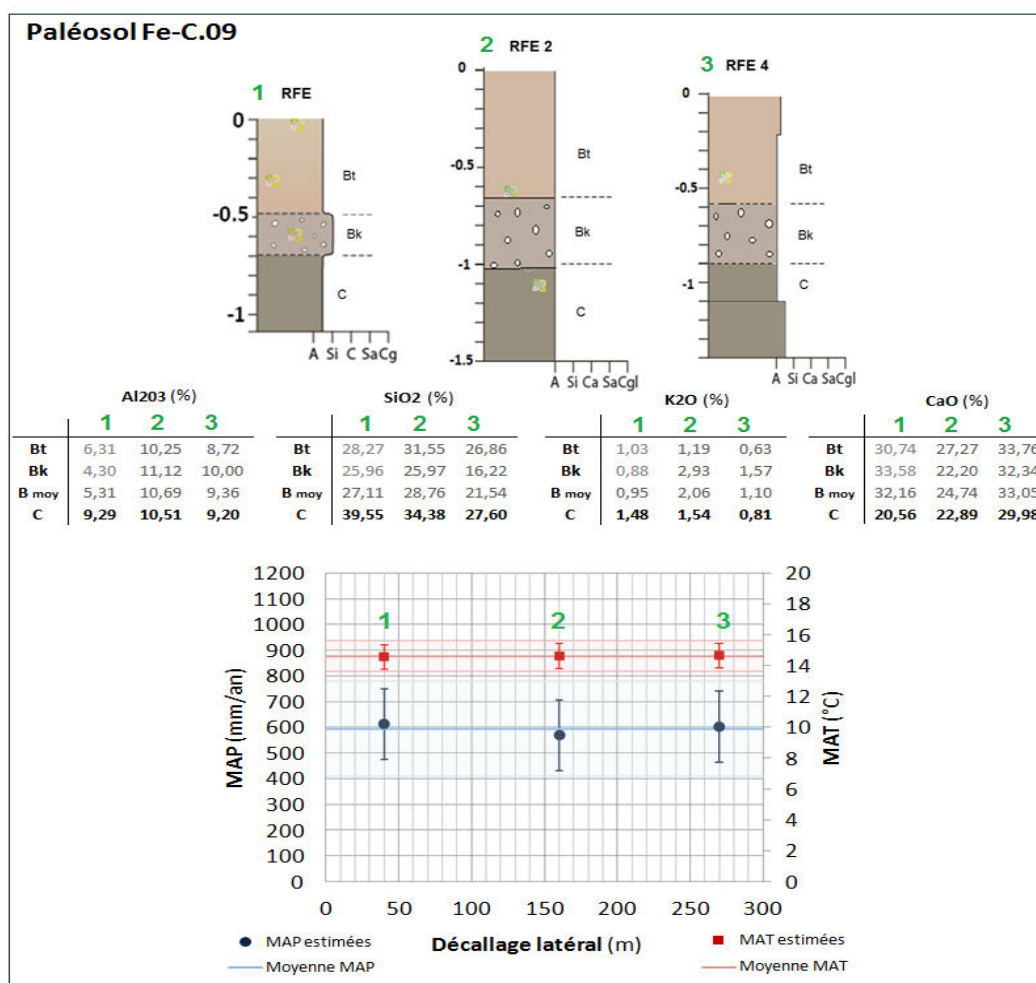


Figure 5-3. Test de reproductibilité des résultats d'estimations des MAT et MAP par les climofonctions géochimiques spécifiques aux Calcisols en fonction de la variabilité latérale des paléosols : exemple du profil Fe-C.09 de la coupe de Font d'Eygout.

- **Reconstitution des MAP :**

L'application de la fonction basée sur le ratio d'argilosité aux paléosols de la série de Beynes-Châteauredon permet plusieurs observations quant à l'évolution des MAP (**Figure 5-4, a**) :

- Entre 23,4 et 22,5 Ma (intervalle 1), les MAP fluctuent autour de 590 mm/an et restent dans l'intervalle d'incertitude de la fonction. Quelques tendances sont cependant soutenues par plusieurs points, à l'instar d'une diminution des MAP d'environ 150 mm/an vers 23,15 Ma, suivie immédiatement d'une augmentation d'une centaine de millimètres pendant environ 100 Ka. De même, entre 22,72 et 22,56, une tendance à l'augmentation des MAP de l'ordre de 100 mm est observable.
- Entre 22,5 et 21,7 Ma (intervalle 2), une valeur montre un pic à 700 mm/an, avant une tendance à la décroissance des MAP d'environ 150 mm.
- Ensuite, entre 21,7 et 21,1 Ma (base intervalle 3), les MAP varient fortement, avec des minima compris entre 250 et 310 mm/an et des maxima autour de 600 à 640 mm/an. Les valeurs estimées à partir des premiers paléosols des Courtiers correspondent au maxima déterminés par les profils contemporains de Font d'Eygout.
- Entre 21 et 20,7 Ma, les Calcisols de Font d'Eygout comme ceux des Courtiers indiquent des MAP moins fluctuantes et de l'ordre de 510 mm/an
- De 20,5 à 20,2 Ma (sommet intervalle 3), des MAP à nouveau très fluctuantes sont observées, avec des valeurs comprises entre 400 et 700 mm/an. Une diminution du volume de ces précipitations de l'ordre de 200 à 250 mm/an entre 20,35 et 20,18 Ma.
- S'ensuit une augmentation générale des MAP, révélée par les paléosols du sommet de la coupe des Courtiers (intervalle 4), jusqu'à une valeur de 655 mm/an à 19,37 Ma dans une période marquée par plusieurs fluctuations importantes (plusieurs centaines de mm).

Le début de l'Aquitaniien (intervalles 1 et 2) est donc caractérisé par des MAP assez stables, ce qui conforte les résultats obtenus à partir de la morphologie de l'horizon carbonaté. La partie supérieure de cet intervalle est en revanche marquée par des fluctuations plus importantes des précipitations. L'applicabilité de la climofonction géochimique concernant un plus grand nombre de profils paléopédologiques, elle permet de mettre en exergue plusieurs épisodes caractérisés par des fluctuations importantes dans les deux derniers intervalles de la série.

- **Reconstitution des MAT :**

Les MAT et leur évolution ont également été estimées à partir la climofonction basée sur le ratio du CaO et du K₂O sur l'Al₂O₃ (**Figure 5-4, b**) :

- Les premiers paléosols de la section (base intervalle 1) enregistrent des MAT extrêmement variables entre 23,4 et 23,16 Ma, avec des extrema de 13,3 et 20,1 °C. Ces fluctuations précèdent un coup de froid entre 23,15 et 23 Ma, avec des MAT moyennes de 14,5 °C, suivie d'un réchauffement de 1,5 °C ne durant pas plus de 100 ka, et un retour à des valeurs de 14,5 °C jusqu'à 22,81 Ma. Les fluctuations de MAT observées jusqu'ici sont anti-corrélées aux variations de MAP. L'intervalle suivant est caractérisé (sommet intervalle 1) par un retour à des fluctuations assez importantes des MAT jusqu'à 22,3 Ma, désormais corrélées à celles des MAP, dans une tendance générale au réchauffement, avec des valeurs à la base de 14,5 à 15,4 °C et les dernières comprises entre 16 et 18,8 °C.
- S'ensuit un bref refroidissement marqué par une stabilité plus importante des températures (intervalle 2), avec une valeur à 15 °C.
- Une période d'environ 200 ka caractérisée par des MAT légèrement supérieures à 16 °C est observée à la base du troisième intervalle. Celles-ci diminuent ensuite jusqu'à 14,8 °C à 21,62 Ma avant des MAT à nouveau fluctuantes jusqu'à 21,49 Ma, entre 13,8 et 16 °C. La même évolution que

les MAP est donc observée. Entre 21,4 et 20,5 Ma, les températures se stabilisent entre 13,8 et 15,8 °C, les paléosols des Courtiers donnant les valeurs maximales, avant un nouveau pic de 100 à 150 ka débutant à 20,5 Ma et lors duquel la valeur maximale atteinte est de 16,7 °C.

- Après ce pic, les valeurs redescendent autour de 14,8 °C avant une augmentation globale affectée de variations parfois supérieures à 1,5 °C, jusqu'à une MAT de 15,7 après 19,5 Ma (intervalle 4). Si les MAT et les MAP sont anti-corrélées entre 21,1 et 20 Ma environ, elles sont à nouveau positivement corrélées sur le dernier intervalle.

Tout comme pour les MAP, les MAT montrent donc des alternances de phases de stabilité et de phases où les fluctuations sont importantes. Elles oscillent sur l'intervalle stratigraphique considéré autour de $15,4 \text{ °C} \pm 1,6$, avec des extrema estimés à 13,1 et 20,1 °C. Ceux-ci s'observent à la base de la série (1^{er} intervalle), qui présente donc des températures beaucoup plus contrastées que ne le sont les précipitations. Après d'importantes fluctuations, un coup de froid a lieu avant 23 Ma, à la suite duquel les MAT mettent environ 500 ka pour retrouver un régime fluctuant. Un second coup de froid, moins important et également associé à des fluctuations, est observé à 21,5 Ma.

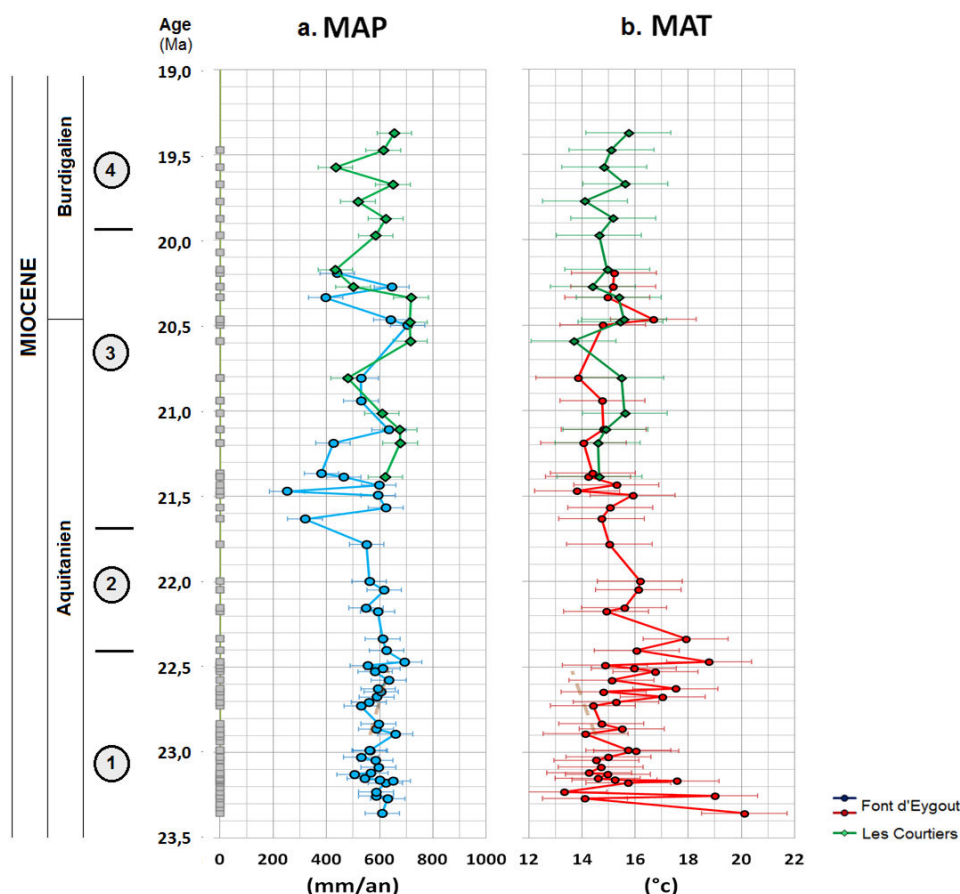


Figure 5-4. Estimation des précipitations annuelles moyennes (a) et des températures annuelles moyennes (b) à partir de l'application des climofonctions géochimiques spécifiques aux Calcisols aux paléosols des coupes de Font d'Eygout et des Courtiers. Les données sont présentées selon l'échelle stratigraphique de Berggren et collaborateurs (1995). Les numéros à gauche des graphiques représentent les intervalles distingués sur la base des caractéristiques paléopédologiques.

5.1.3 Synthèse et discussion

La comparaison des reconstitutions des paramètres paléoclimatiques proposées précédemment permet de soulever plusieurs points importants :

- Quelque soit la méthode utilisée ou le paramètre paléoclimatique considéré, les résultats obtenus à partir des paléosols de Font d'Eygout et de ceux des Courtiers sont extrêmement comparables. Cela confirme l'enregistrement du climat régional par ces profils d'altération, et donc une influence plutôt limitée du pédoclimat. Ces résultats valident également le choix des équations qui s'affranchissent de l'hétérogénéité du substrat, ainsi que la corrélation proposée entre les coupes de Font d'Eygout et des Courtiers.
- Ensuite, les deux méthodes indépendantes permettant d'estimer les MAP donnent également des résultats très similaires, et révèlent des variations comparables dans les cas où plusieurs paléosols successifs ne sont pas tronqués, permettant l'application de la climofonction basées sur la profondeur du Bk. La relation graphique entre les résultats de cette climofonction et de celle basée sur les distributions des éléments majeurs au sein des profils paléopédologiques révèle un nombre important de valeurs sur la première bissectrice, et un coefficient de détermination de 0,6 (Figure 5-5). La méthode basée sur la géochimie a tendance à surestimer certaines valeurs, qui restent toutefois comprises dans l'intervalle d'incertitude de la fonction. Cela pourrait être attribué à une légère compaction de certains profils mais ne semble pas s'appliquer à un type de matériau en particulier. Une compaction inférieure à 5 % pourrait ainsi être envisagée, permettant de centrer davantage la première bissectrice. Si l'étude de la morphologie des horizons Bk permet d'obtenir rapidement des estimations de MAP et permet d'accéder aux MARP à partir des seules observations de terrain, la seconde nécessite davantage de moyens techniques et de temps mais présente l'avantage d'offrir des reconstitutions plus complètes des MAP et d'apporter des données sur les paléotempératures.

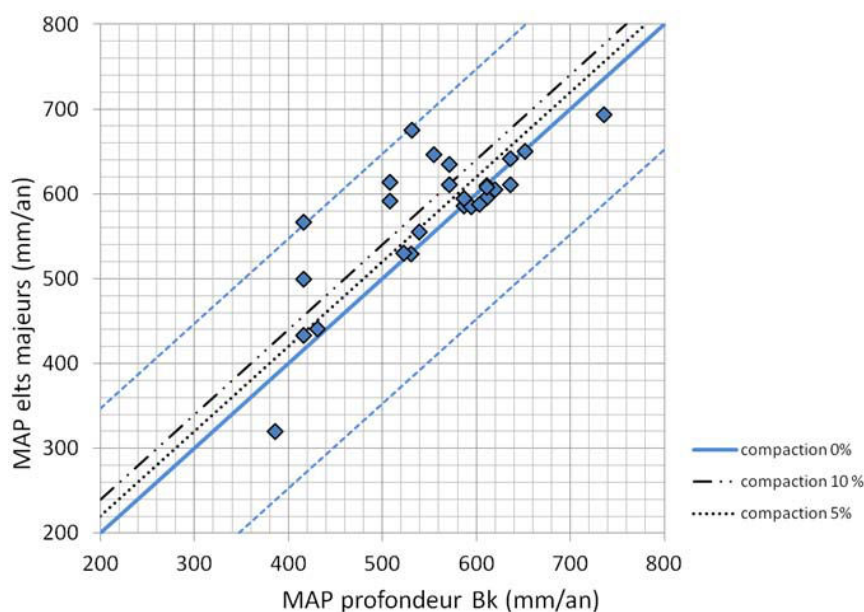


Figure 5-5. Relation entre les estimations de MAP par les climofonctions basées sur la géochimie des éléments majeurs et sur la profondeur de l'horizon Bk appliquées aux paléosols de la série de Beynes-Châteauredon.

- Enfin, l'ensemble des reconstitutions paléoclimatiques proposées pour le bassin de Digne-Valensole au Miocène inférieur à partir d'approches paléopédologiques qualitatives et quantitatives attestent donc d'un climat relativement chaud avec des MAT comprises entre 13 et 21 °C et des précipitations comprises entre 250 et 750 mm/an présentant un contraste saisonnier important, avec des MARP comprises entre 18 et 101 mm. Toutes ces données s'accordent donc pour proposer des conditions paléoclimatiques similaires au climat méditerranéen actuel.

Sur le plan stratigraphique, l'ensemble des reconstitutions des paramètres paléoclimatiques et les caractéristiques des paléosols peuvent être mises en parallèles pour comprendre les relations entre ces paramètres et leur influence sur le développement des profils pédologiques au cours de l'intervalle de temps considéré (Figure 5-6) :

- Le **premier intervalle, entre 23,4 et 22,4 Ma**, caractérisé par des **paléosols aux profils bien développés, souvent superposés, et aux couleurs témoignant de bonnes conditions d'oxydation**, est affecté par de faibles fluctuations de MAP, avec une valeur moyenne autour de 580 mm/an, mais des fluctuations importantes de leur saisonnalité (jusqu'à plus de 60 mm) et des MAT, les extrema différant de plus de 6 °C. Les valeurs moyennes de ces deux derniers paramètres sont respectivement de $49 \text{ mm} \pm 22$ et $15,6 \text{ °C} \pm 1,6$. Des conditions xériques sont également suggérées par l'analyse isotopique des nodules carbonatés. Dans cette période marquée par ces **fluctuations importantes des paramètres paléoclimatiques**, un événement est particulièrement marqué par une dizaine de points successifs. Il s'agit d'un coup de froid de 2 à 3 °C débutant aux alentours de 23,18 Ma selon les corrélations chimiostratigraphiques réalisées et présentant une durée d'approximativement 150 ka. Cette diminution des MAT coïncide avec une excursion positive de 0,8 ‰ du $\delta^{18}\text{O}$, une diminution des MAP de 150 mm/an et des MARP de 45 mm pendant les premiers 50 ka environ suivie d'une augmentation de 100 mm/an et de leur saisonnalité de 25 mm. Suite à cet événement, **MAT, MAP et MARP tendent à augmenter jusqu'à la fin de ce premier intervalle**.
- Le **second intervalle, entre 22,4 et 21,7 Ma**, avec des **paléosols peu épais, relativement peu matures et hydromorphes**, est marqué par une **moyenne de MAP similaire mais qui tend à diminuer légèrement (moins de 100 mm/an)**. Les MARP sont plutôt basses avec des valeurs autour de 30 mm. Les températures, encore élevées au début, diminuent progressivement avec des valeurs jusqu'à 4 °C inférieures au sommet de cette partie par rapport à la fin de l'intervalle précédent. Il est également caractérisé par les valeurs les plus faibles de $\delta^{13}\text{C}$, témoignant de conditions xériques plus limitées.
- Le **troisième et dernier intervalle** défini pour la coupe de Font d'Eygout, qui correspond également à la première moitié de la coupe des Courtiers, avec des **paléosols aux caractéristiques intermédiaires entre les deux ensembles précédents, débute par de fortes variations de l'ensemble des paramètres** aux alentours de 21,5 Ma. MAP et MAT présente les mêmes évolutions et des moyennes de 550 mm/an et de 15,1 °C, alors que les MARP, en moyenne de 40 mm, sont anti-corrélées. **Par la suite, MAT et MARP sont plutôt basses, respectivement entre 14 et 15 °C et 30 et 40 mm, alors que les MAP présentent des extrema autour de 700 mm/an**. Après 20,5 Ma, un réchauffement de 2 °C a lieu sur une période de 200 ka avant un retour à des températures annuelles proches de la moyenne. Ce réchauffement est associé à une diminution des MARP d'environ 10 mm. **S'ensuit une période à nouveau marquée par des fluctuations importantes des paramètres paléoclimatiques**, particulièrement les MAP et les MARP, auxquelles sont associées des variations de $\delta^{13}\text{C}$ et de $\delta^{18}\text{O}$ de l'ordre de 0,5 ‰.
- Le **quatrième intervalle, dont la base est datée approximativement à 19,9 Ma**, correspond aux paléosols présentant des teintes plus ocres et une différenciation géochimique plus ou moins importante de la fin de la coupe des Courtiers. Les paramètres climatiques continuent de montrer de fortes fluctuations alors que les **MAT et les MAP covarient et tendent à augmenter d'environ 1 °C et de 50 à 100 mm/an** tandis que les MARP présentent l'évolution inverse et diminuent de 15 à 20 mm.

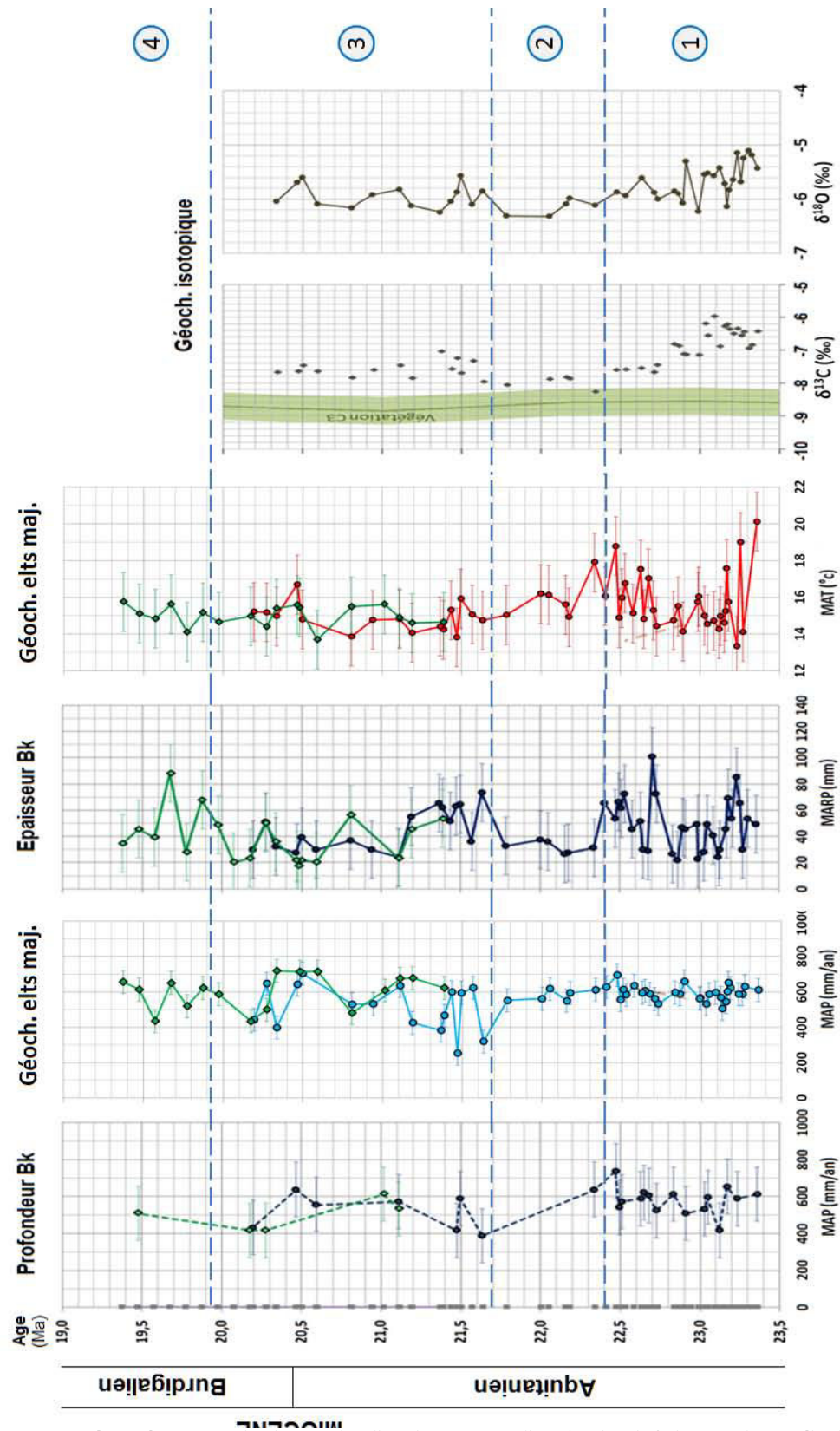


Figure 5-6. Synthèse des reconstitutions paléoclimatiques entre l'Aquitanien inférieur et le Burdigalien inférieur (selon l'échelle de Berggren et al., 1995) à partir de l'étude des paléosols des coupes de Font d'Eygout et des Courtiers. Les numéros 1 à 4 représentent les intervalles définis à partir des caractéristiques des paléosols : (1) paléosols à horizon Bk épais, oxydés et souvent superposés ; (2) paléosols isolés, peu épais, à hydromorphie temporaire ; (3) paléosols présentant des caractéristiques intermédiaires entre les deux ensembles précédents ; (4) paléosols ocre plus ou moins hydromorphes liés à la transition avec le domaine marin observée dans la seconde partie de la coupe des Courtiers.

Des valeurs élevées et de fortes variations de températures et de saisonnalité des précipitations semblent donc favoriser les conditions xériques et le développement des Calcisols, à l'image du premier intervalle, de la base et du sommet du troisième et du quatrième. La maturité relativement importante des paléosols du milieu du troisième intervalle semble davantage liée à la diminution du taux d'aggradation, puisque les MAT et les MARP sont assez peu élevées. Les caractéristiques hydromorphes présentées par les paléosols peu épais du second intervalle concordent avec une baisse et une stabilisation des MARP ainsi qu'une diminution marquée des MAT. Cependant, ces caractéristiques sont également influencées par les conditions paléoenvironnementales et des conditions plus côtières, puisqu'elles se retrouvent aussi dans les profils plus épais du quatrième intervalle, liés à de fortes valeurs et fluctuations de MARP, s'étant également développés durant des phases d'inondation maximales correspondant à un haut niveau marin au cours du Burdigalien.

L'étude des paléosols du Miocène inférieur du bassin de Digne-Valensole nous amène à considérer une variabilité climatique à différentes échelles : saisonnière d'abord, nécessaire au développement des accumulations carbonatées pédogénétiques et à la fersiallisation, et à plus grande échelle, avec un développement des sols tous les 20, 40 et 100 ka en moyenne et des cycles de l'ordre de quelques centaines de milliers d'années. Cet emboîtement des échelles suggèrent encore plus fortement un contrôle astronomique sur le développement des paléosols.

5.2 Conditions paléoclimatiques de la région de Huete entre le Chattien terminal et l'Aquitaniens moyen

La méthodologie développée sur les profils paléopédologiques du bassin de Digne-Valensole est ici appliquée aux 9 paléosols des coupes étudiées dans la région de Huete afin de reconstituer les conditions paléoclimatiques associées, et d'apporter des données complémentaires pour l'Europe occidentale. Si ces paléosols n'ont pas été datés de façon absolue, **leur position stratigraphique est déterminée grâce à l'identification des biozones** (Daams, 1996b ; Gómez-Fernandez et al., 1996) **MP28 et M29 à la base des coupes** et du **MN1 et MN2a plus haut** dans ces sections, la dernière étant situé à environ 75 m dans la coupe de Penas de San Juan. **Les premiers profils (CAN 01 et 02, HIG-01, PSJ-01 à 04) sont donc datés du Chattien terminal et les autres de l'Aquitaniens inférieur (CAN-03) à moyen (PSJ-08) (Figure 3-6).**

En ce qui concerne le type de climat, l'identification de ces Calcisols permet ici aussi d'envisager un **climat de type semi-aride**. Les différents paramètres paléoclimatiques (MAP, MARP, MAT) ont été quantifiés à partir des climofonctions basées sur la géochimie des éléments majeurs et sur la morphologie des horizons Bk :

- **Précipitations annuelles moyennes :**

L'application de la climofonction basée sur le rapport du ratio $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ entre l'horizon Bw et l'horizon C des paléosols révèle une **moyenne des MAP de 546 mm/an \pm 65 sur l'ensemble de l'intervalle stratigraphique considéré (Figure 5-7, A)**. L'application de la climofonction intégrant la profondeur du Bk donne des valeurs comprises dans l'intervalle d'incertitude de la climofonction précédente avec les deux uniques profils pour lesquels ce paramètre a pu être mesuré (PSJ-02 et 03, 81 et 92 m).

Entre le premier profil (CAN-01, 15 m), situé sous la biozone MP28 et le second (CAN-02) situé 55 m plus haut, on remarque une augmentation des MAP de 365 à 750 mm/an. Suite à cela, les profils autour de la biozone MP29 présentent des valeurs plutôt intermédiaires, comprises entre 380 et 580 mm/an. Le dernier paléosol de la coupe de Canales (122,5 m) situé autour de la transition Oligocène-Miocène, révèle des MAP 662 mm/an, avant une diminution marquée par le profil PSJ-08 (138 m) avec une valeur proche de 560 mm/an.

L'étude de ces profils paléopédologiques révèle donc que la fin du Chattien est marqué par une diminution des MAP au niveau de la biozone MP29 avant une augmentation qui se poursuit jusqu'à la transition Paléogène-Néogène, puis une nouvelle diminution des MAP au cours de l'Aquitaniens.

- **Saisonnalité des précipitations :**

L'application de la climofonction reliant l'épaisseur de l'horizon carbonaté à la gamme annuelle moyenne des précipitations aux 9 paléosols étudiés révèle une **saisonnalité plutôt stable** sur l'intervalle stratigraphique étudié (**Figure 5-7, B**). La **moyenne** est de **37 mm \pm 22**. La valeur qui s'écarte le plus de celle-ci est de 45 mm, estimée dans la biozone MP 29.

- **Températures annuelles moyennes :**

L'application de la climofonction basée sur le rapport du ratio $(\text{CaO}+\text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$ entre l'horizon B et l'horizon C permet d'estimer une **valeur moyenne de MAT de 15,3 °C \pm 1,6 (Figure 5-7, C)**.

Les paléosols associés aux biozones MP28 et MP29 révèlent une diminution des températures annuelles moyennes entre sur cet intervalle, avec des valeurs respectives de 16,6 et 14,3 °C.

S'ensuit une augmentation de 0,8 à 1 °C dans la zone MP 29.

Le troisième paléosol de la coupe de Canales, au niveau de la biozone MN1, révèle une MAT relativement basse de 13,6 °C, avant une MAT de 19,2 °C calculée à partir de PSJ-08.

Une diminution des MAT affecte donc le Chattien entre les zones MP28 et MP29 avant un léger réchauffement sur la fin du Chattien. La transition Oligocène-Miocène est marquée par un refroidissement suivi par un réchauffement au cours de l'Aquitarien.

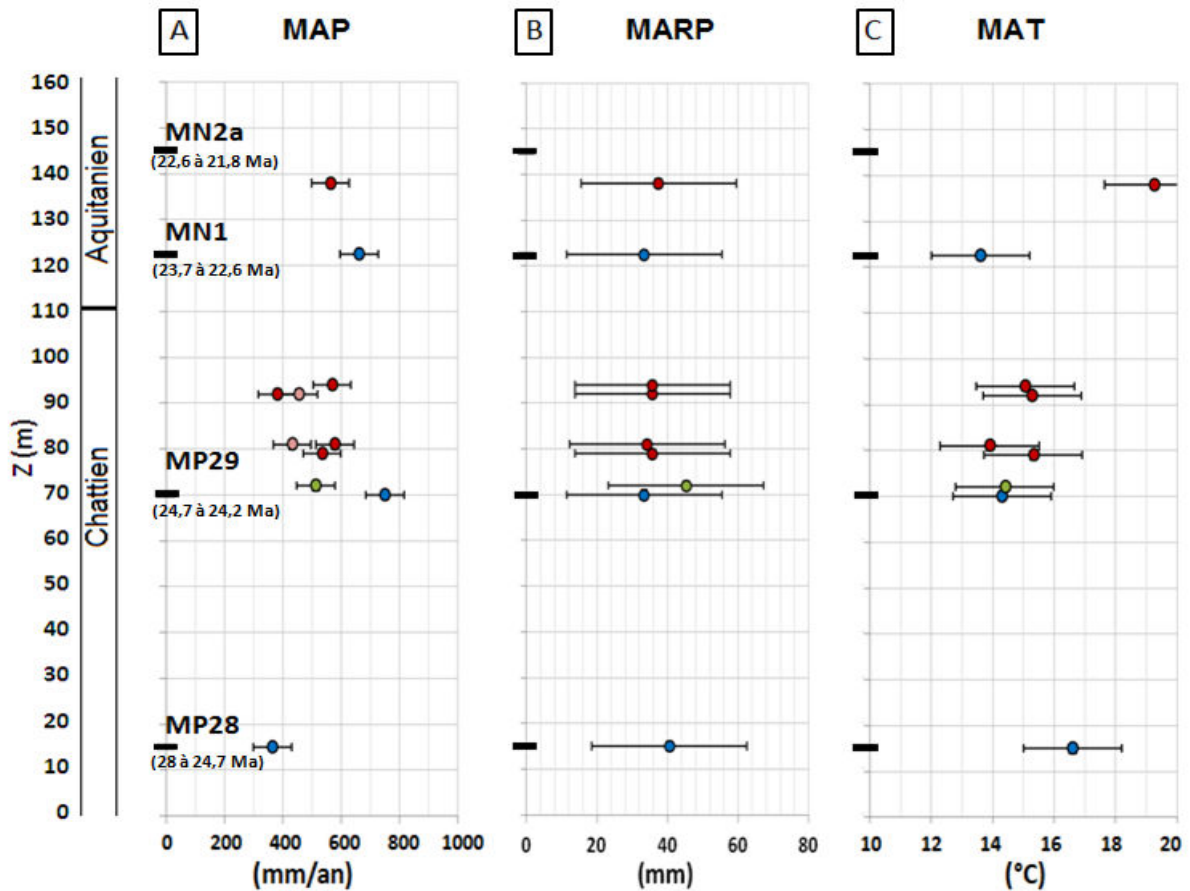


Figure 5-7. Reconstitution des MAP (A), MARP (B) et MAT (C) par application des climofonctions basées sur la composition géochimique des profils et de celles basées sur la morphologie des horizons Bk des paléosols aux profils des coupes de Canales (bleu), de La Higuera (vert), et de Penas de San Juan (rouge). Les données sont présentées sur la cote de la coupe de Canales. Pour le premier graphique, les marqueurs rouges clairs représentent les estimations de MAP basées sur la profondeur du Bk, les autres les estimations de MAP basées sur la géochimie élémentaire. Les âges des biozones sont tirés de l'étude de Daams et collaborateurs (1996b).

Les estimations des paramètres paléoclimatiques réalisées à partir des paléosols de la série du fan de Tòrtola et la présence d'horizon Bk au sein de ces profils plaident également en faveur d'un climat semi-aride de type méditerranéen pour la fin de l'Oligocène et le Miocène inférieur d'Espagne centrale.

5.3 Paléoclimat d'Europe occidentale défini par les études paléopédologiques, synthèse

Dans ce paragraphe, les données paléoclimatiques obtenues à partir des études paléopédologiques réalisées dans les bassins de Digne-Valensole et de Loranca sont comparées afin de discuter de leur apport à la compréhension du climat du Sud-Ouest de l'Europe entre l'Oligocène supérieur et le Miocène inférieur (**Figure 5-8**). Pour cela, les données obtenues à partir des paléosols de Loranca ont été reliées à l'intervalle et à la position stratigraphique des biozones les plus proches, déterminés par Daams et collaborateurs (2006b) et Gómez-Fernandez et collaborateurs (1996).

Sur les intervalles où les données se recoupent, les MAP sont assez comparables. Au niveau de la biozone MN1, une moyenne de 662 mm/an \pm 65 est calculée dans le bassin de Loranca contre 585 mm/an dans le bassin de Digne-Valensole. Les données sont encore plus similaires dans l'intervalle suivant (MN2a), avec 562 contre 603 mm/an, respectivement. La légère baisse de MAP observée dans le Sud-Est de la France à cette période est donc également observée en Espagne centrale, et **aucun gradient significatif de MAP n'est observé entre ces deux sites d'étude.** Les données espagnoles permettent de compléter le modèle et d'observer une augmentation des conditions d'humidité à la fin de l'Oligocène.

Les MARP sont plus faibles de 12 mm en moyenne en Espagne à la transition Oligo-Miocène et jusqu'à l'Aquitaniens moyen, avec 35 mm contre 47 dans le bassin de Digne-Valensole. Cela est lié aux valeurs très contrastées de la coupe de Font d'Eygout, associées à un enregistrement plus complet des paléosols, et à une plus grande stabilité de la saisonnalité des précipitations observées à partir des paléosols des sections du bassin de Loranca, peut-être du fait du faible nombre de paléosols. Cette saisonnalité semble avoir peu évoluée entre le Chattien et l'Aquitaniens moyen en Espagne centrale.

Les estimations de MAT réalisées à partir des paléosols espagnols révèlent une diminution des valeurs jusqu'à la zone MN1. Les températures correspondent alors aux valeurs les plus basses calculées à partir des paléosols de Beynes-Châteauredon, autour de 13,6 °C. Le réchauffement déjà observé sur la coupe de Font d'Eygout entre 23,2 et environ 22,4 Ma est également marqué dans le bassin de Loranca, avec une MAT de 19,2 °C contre une MAT maximale de 18,8 °C dans le bassin de Digne-Valensole.

Les estimations des paramètres paléoclimatiques basées sur l'étude des profils paléopédologiques espagnols apparaissent donc très similaires à celles réalisées dans le Sud-Est de la France.

La différence entre les moyennes de MAP estimées à partir de l'étude des paléosols des deux séries étudiées est inférieure à 100 mm/an. L'éventuel gradient d'humidité déjà discuté dans le deuxième chapitre ne transparaît donc pas non plus en comparant ces données.

Les MARP estimées à partir des paléosols de Loranca présentent une moyenne légèrement inférieure à celle calculée à partir des paléosols de la série de Beynes-Châteauredon, les valeurs les plus élevées n'étant pas enregistrées. Ceci peut refléter la réalité ou simplement un biais du fait d'un nombre de données très faible dans la série du fan de Tòrtola.

Pour l'Aquitaniens inférieur et moyen, les MAT estimées par les paléosols d'Espagne centrale correspondent aux extrema enregistrés par les profils paléopédologiques de la série de Beynes Châteauredon. Ces résultats confirment donc l'absence d'un gradient thermique entre le centre de l'Espagne et le Sud-Est de la France à cette période.

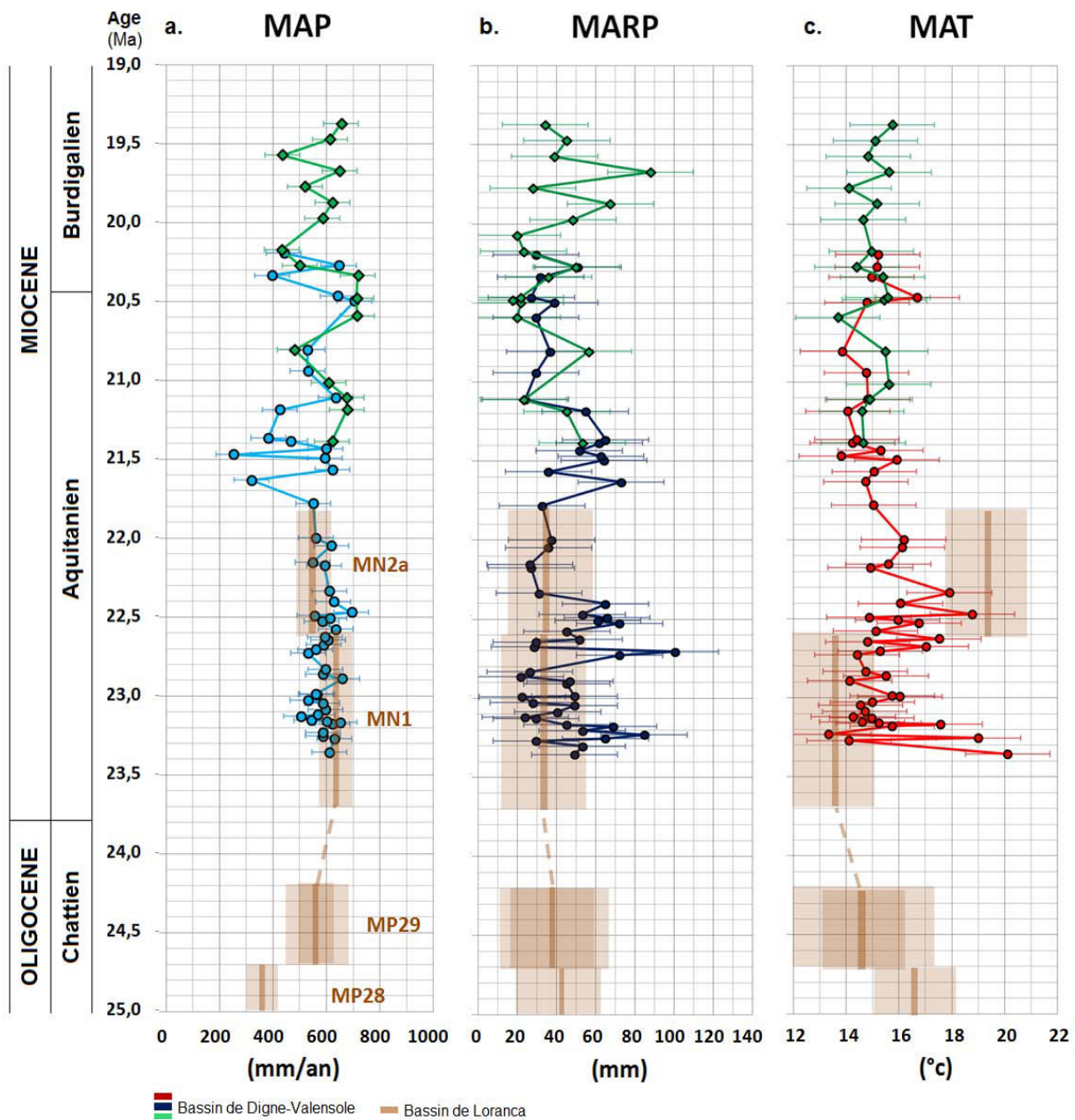


Figure 5-8. Comparaison des reconstitutions de MAP, MARP et MAT proposées pour le bassin de Digne-Valensole et le bassin de Loranca à partir de l'étude des paléosols. La position stratigraphique des biozones associées aux Calcisols espagnols est définie à partir des travaux de Daams et al. (1996b) et Gómez-Fernandez et al. (1996) basés sur le GPTS de Cande & Kent (1995). Pour les données espagnoles, la ligne verticale plus foncée représente la valeur moyenne, l'encadré le plus clair l'intervalle d'incertitude des estimations, et l'intermédiaire l'intervalle entre les valeurs minimales et maximales. Les données sont présentées selon l'échelle stratigraphique de Berggren et collaborateurs (1995).

Chapitre 6

Apport de l'étude des paléosols des bassins de Digne-Valensole et de Loranca à la connaissance du paléoclimat de l'Europe occidentale à la limite Paléogène-Néogène, comparaison avec les données extrinsèques

Dans ce dernier chapitre, les reconstitutions qualitatives et quantitatives des paramètres paléoclimatiques proposées à partir de l'étude des Calcisols du Sud-Est de la France et d'Espagne centrale sont comparées aux données des précédentes études paléoclimatiques exposées au cours du second chapitre afin de discuter de l'apport des études paléopédologiques à la connaissance des climats anciens. Contrairement au bassin de Digne-Valensole, le bassin de Loranca a fait l'objet de plusieurs études paléoclimatiques détaillées sur l'intervalle de temps considéré, basées sur les restes de micro-mammifères et les systèmes paléohydrologiques. Les résultats de celles-ci avec ceux obtenus de l'étude des paléosols sont donc discutés dans un premier temps, avant de s'intéresser aux conditions paléoclimatiques à l'échelle de l'Europe occidentale.

6.1 Discussion à l'échelle du bassin de Loranca

Les trois coupes où ont été échantillonnés les paléosols étudiés ont également fait l'objet d'une étude paléomammalogique détaillée dans la partie 2.2.2.2 (Daams et al., 1996b), et d'une étude paléohydrologique poussée ayant notamment permis de relier les morphologies des barres de méandres préservées dans ces séries aux conditions d'humidité (Held, 2011). Dans cette partie sont comparés les résultats de ces différentes approches.

- **Comparaison avec les données paléontologiques :**

La comparaison des quantifications paléoclimatiques précédemment réalisées à partir des paléosols et des abondances relatives de rongeurs inféodés aux milieux humides ou plus secs résultant des travaux de Daams et collaborateurs (1996b) révèle plusieurs points importants (**Figure 6-1**) :

- L'augmentation d'humidité suggérée à la fin de l'Oligocène au vu de l'augmentation de l'abondance des rongeurs de milieux humides aux dépens des rongeurs de milieux plus secs est également marquée par les paléosols situés entre CAN-01 (15 m) et CAN-03 (123 m) inclus.

- Ensuite, Daams et collaborateurs (1996b), remarquant une augmentation de la proportion de rongeurs de milieux secs au début de l'Aquitaniien, relie cette observation à une diminution des conditions d'humidité et également à un réchauffement. Les estimations des paramètres paléoclimatiques à partir des paléosols les plus hauts dans la série sont en accord avec cette hypothèse, avec une diminution des MAP de 100 mm/an et une augmentation des MAT de 5,6 °C entre les profils CAN-03 et PSJ-08.

Les estimations de MAP et MAT basées sur les approches paléopédologiques confirment donc la qualification du climat par l'approche paléomammalogique.

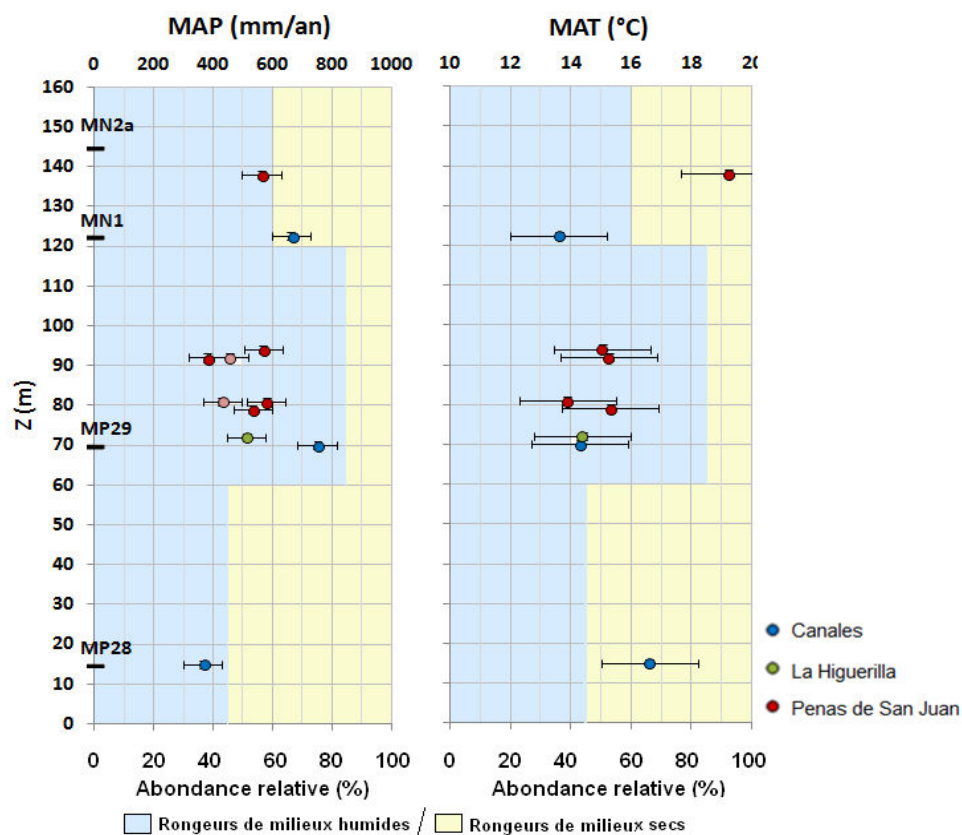


Figure 6-1. Comparaison des estimations de MAP et MAT à partir de la géochimie des paléosols des coupes de Canales, La Higuera et Penas de San Juan (cette étude) et des abondances relatives de rongeurs de milieux humides (en bleu) et de milieux secs (en jaune) relevées dans différentes sections du bassin de Loranca (Canales, Parrales, Moncalvillo) (d'après Daams et al., 1996b).

- **Comparaison avec les données paléohydrologiques :**

Des hauteurs de barres de méandres ont également été mesurées par Held (2011) dans les trois sections où ont été échantillonnés les paléosols, et ont été reportées de la même façon sur la coupe de Canales. Ces hauteurs, reliées à l'aire de drainage, varient en fonction du climat. Cette relation est décrite par les équations de Leopold et collaborateurs (1964), dans lesquelles le coefficient β traduit les entrées d'eau dans le chenal, liées aux précipitations, à l'évaporation et à l'infiltration. Les variations de celui-ci ont été calculées pour les six barres de méandre mesurées, l'auteur ayant choisi une valeur de base de 0,68, correspondant à un climat de type subtropical humide (en référence aux résultats des études paléobotaniques), ce qui est désormais remis en cause par l'étude paléopédologique. La comparaison entre ces paramètres et les estimations de MAP, MARP et MAT peut néanmoins permettre de discerner l'influence de ces derniers dans la morphologie des paléo-chenaux, puisque les fluctuations sont toujours observables même si elles ne peuvent être quantifiées (**Figure 6-2**) :

Cette comparaison révèle de façon surprenante une **anti-corrélation des variations de MAP estimées par l'approche paléopédologique et de celles du coefficient β** qui sont en revanche **corréliées positivement à l'évolution des températures et à la saisonnalité des précipitations, qui varie cependant très peu**, les valeurs ne sortant pas de l'intervalle d'incertitude de la fonction. Held (2011) a déjà mené cette comparaison en appliquant les équations de Sheldon et collaborateurs (2002) basées sur le ratio de salinisation et le CIA-K sur 7 de ces 9 paléosols. Ceci a révélé également une anti-corrélation entre les MAP estimées à partir de la géochimie des paléosols et les hauteurs de barres de méandre, mais aucune relation entre ce paramètre et les MAT. Les résultats obtenus par l'utilisation des climofonctions spécifiques aux Calcisols nous incitent à nuancer ces conclusions, les températures exerçant apparemment également un contrôle important sur la morphologie des corps chenalisés et le coefficient climatique.

L'auteur explique la corrélation inverse entre les deux premiers paramètres par le fait que **les dépôts chenalisés se développent principalement en période de crue, contrairement aux profils pédogénétiques qui se forment en période de stabilité environnementale**.

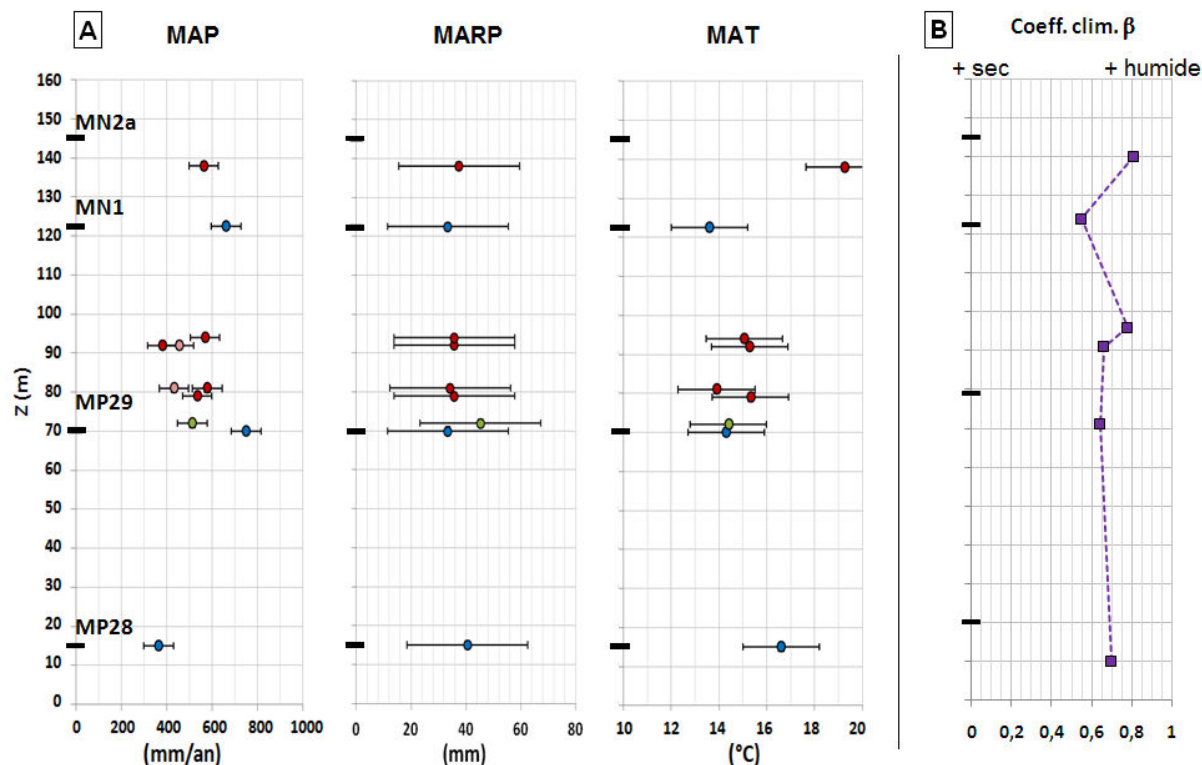


Figure 6-2. Comparaison des MAP et MAT estimées par l'approche paléopédologique (A) et des valeurs du coefficient climatique β calculé d'après l'équation de Leopold et al. (1964) et les mesures de hauteurs de barres de méandres des 3 coupes étudiées (B, d'après Held (2011)).

Si les reconstitutions paléoclimatiques proposées pour le bassin de Loranca à partir de l'étude des paléosols concordent donc avec l'évaluation des conditions de températures et d'humidité par l'étude paléomammalogique, la comparaison des résultats de l'approche paléopédologique et paléohydrologique soulève donc l'éventualité d'un enregistrement climatique différent selon l'objet considéré. En effet, les dépôts de barres de méandres sont davantage liés aux périodes humides qu'aux périodes sèches, qui elles, seraient enregistrées par les paléosols.

6.2 Discussion à l'échelle de l'Europe occidentale

Dans cette seconde partie, les reconstitutions paléoclimatiques proposées à partir de l'étude des paléosols des séries de Beynes-Châteauredon et du fan de Tórtola sont comparées à l'ensemble des reconstitutions proposées pour l'Europe occidentale. Les données sont présentées selon l'échelle de Berggren et collaborateurs (1995), précédemment utilisée pour situer stratigraphiquement les paléosols de Font d'Eygout à partir des corrélations chemostratigraphiques avec le domaine marin.

- **Enregistrement des événements climatiques globaux :**

La reconstitution des paramètres paléoclimatiques à partir des paléosols des deux séries étudiées permet d'identifier plusieurs intervalles caractérisés par des fluctuations importantes, qui soulèvent la question de l'enregistrement des paramètres paléoclimatiques globaux.

En effet, l'épisode froid 20 à 300 ka correspondant à une diminution des MAT de 2 à 3 °C révélé par 9 paléosols successifs de la base de la coupe de Font d'Eygout est d'ampleur assez comparable à l'évènement **Mi-1** décrit à la transition Oligocène-Miocène (Miller et al., 1991 ; Zachos et al., 2001). Celle-ci est cependant placée aux alentours de 23,8 Ma selon l'échelle de Berggren et collaborateurs (1995), ce qui permet de discuter le calage stratigraphique de la coupe de Font d'Eygout. Si les pics de $\delta^{13}\text{C}$ des séries marines sont bien identifiés pour la majeure partie de la coupe de Font d'Eygout, la position de la partie basale est plus discutée du fait de l'absence de point de contrôle (**Figure 6-3**). Le premier pic de $\delta^{13}\text{C}$ des nodules, situé autour de 23 Ma pourrait donc correspondre à l'évènement observé à la transition Paléogène-Néogène. Cette correction impliquerait une période relativement froide (intervalle où les fluctuations sont moins importantes) d'environ 1 Ma à la base de l'Aquitainien, et des intervalles de temps entre paléosols plutôt de l'ordre de 40 ka, cyclicité plus couramment proposée pour cette période (Zachos et al., 1997 ; Zachos et al., 2001).

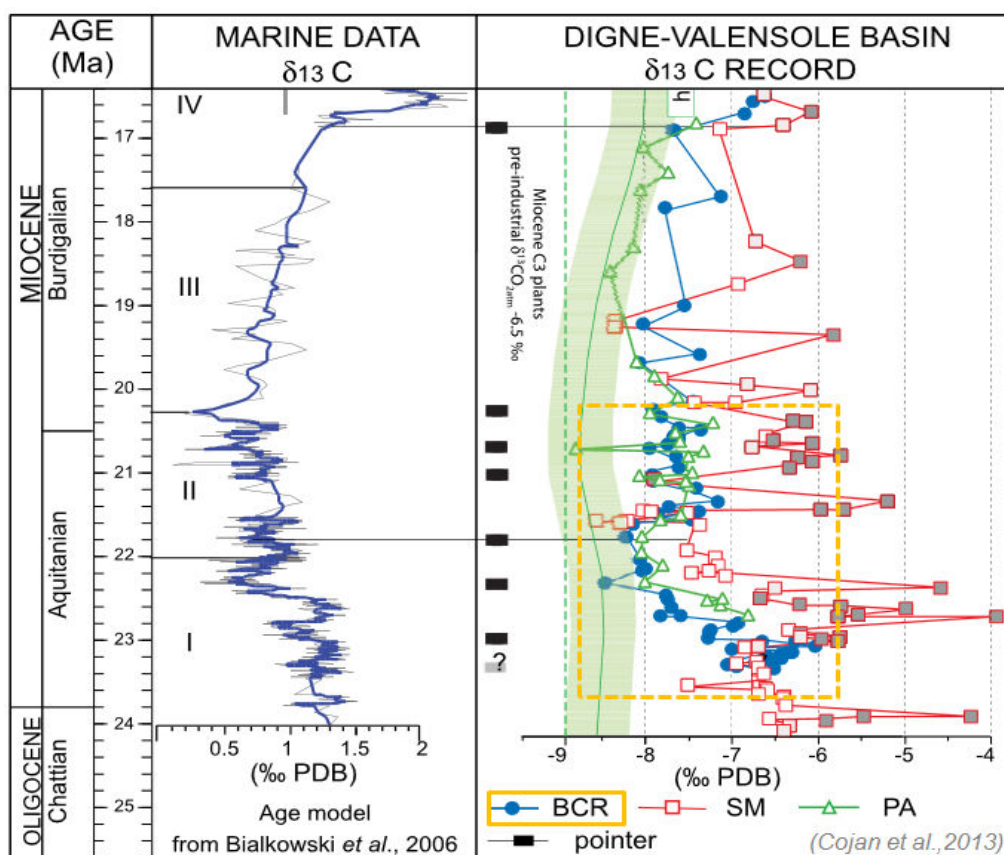


Figure 6-3. Callage stratigraphique de la série de Beynes-Châteauredon sur les séries marines à partir de l'étude isotopique des nodules pédogénétiques (d'après Cojan et al., 2013). Si la majorité de la coupe de Font d'Eygout est bien corrélée aux séries marines, la position de sa base est en revanche plus floue.

Un second intervalle, entre 21,7 et 21,4 Ma, qui présente notamment un pic négatif de MAT de 2,2 °C, une augmentation des MARP de 25 mm et une diminution des MAP de 350 mm/an, coïncide parfaitement avec l'évènement isotopique **Mi-1a** décrit par Miller et collaborateurs (1991), confortant l'approche chimiostratigraphique dans une zone délimitée par plusieurs points de corrélation.

Enfin, entre 20 et 19,5 Ma, des paramètres à nouveau fluctuant, avec des variations de MAT et de MAP supérieures à 1 °C et 200 mm et des MARP très contrastées (28 à 90 mm) pourraient être reliés au **Mi-1aa**, daté entre 19,8 et 20 Ma par les auteurs, sachant que l'approximation des âges des paléosols de la partie supérieure des Courtiers induit une incertitude de l'ordre de 100 ka dans leur position stratigraphique.

Si l'intervalle associé au Mi-1 coïncide avec une baisse de MAT et une brève diminution des MAP et MARP, le second est associé à une augmentation des MARP et une diminution des MAT et MARP, alors que l'ensemble des paramètres est positivement corrélé pour le troisième. Ceci suggère donc une réponse différente du système à ces évènements globaux, que l'étude d'autres séries continentales pourrait permettre d'appréhender davantage.

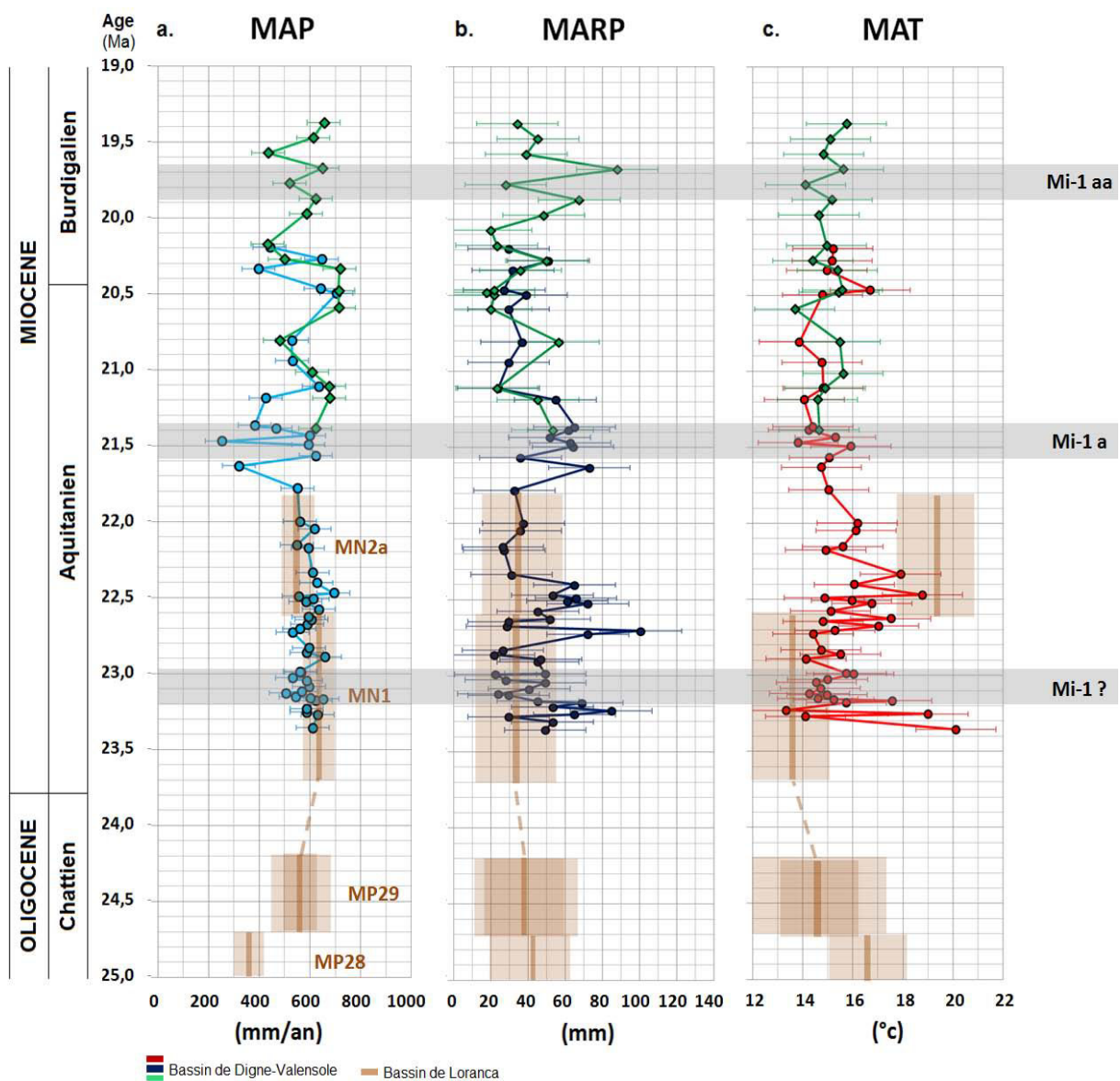


Figure 6-4. Reconnaissance des événements isotopiques globaux (Mi events) d'après l'étude des paléosols du bassin de Digne-Valensole et du bassin de Loranca. Les données sont présentées selon l'échelle stratigraphique de Berggren et collaborateurs (1995).

- **Températures et précipitations :**

Les MAT calculées à partir de la composition géochimique des paléosols des bassins de Digne-Valensole et de Loranca présentent une gamme de valeurs assez comparable aux estimations réalisées à partir de l'étude des restes paléontologiques (Figure 6-5). Les profils paléopédologiques indiquent en effet des MAT de 13 à 20 °C sur l'ensemble de l'intervalle étudié, contre 13 à 19 °C pour les études paléofloristiques et paléomammalogiques.

- Les données obtenues à partir de l'étude de la composition isotopique des **dents de rongeurs** et de l'approche de coexistence appliquée aux **paléoflores** du Sud et du Nord de l'Allemagne (Utescher et al., 2009 ; Hérán et al., 2010) **révèlent également le refroidissement de 3 à 4 °C à la transition Oligocène-Miocène**, suivi d'un **réchauffement de 3 à 3,5 °C jusqu'au milieu de l'Aquitainien**. Tous ces proxies indiquent ensuite une **tendance au refroidissement vers le Burdigalien inférieur** (Figure 6-5, a, b).

- Enfin, bien qu'un faible nombre de **données** soient obtenues à partir de l'étude **des paléoflores** ibériques (Barron et al., 2009), ce qui empêche d'observer les fluctuations à court terme, les estimations **correspondent aux valeurs les plus élevées reconstituées par les paléosols du Sud-Est de la France et d'Espagne centrale**, mais indiquent des **variations similaires à long terme** (Figure 6-5, c).

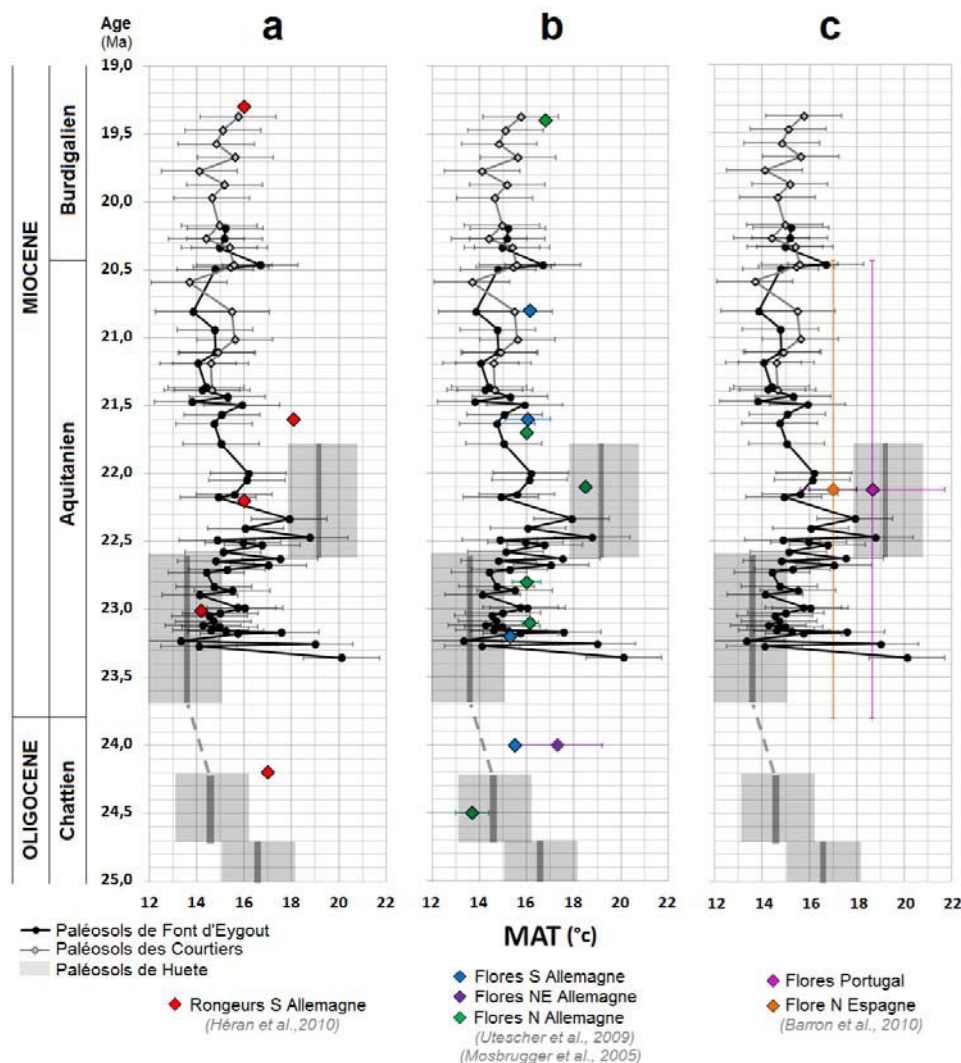


Figure 6-5. Comparaison des MAT estimées à partir de la géochimie des Calcisols des bassins de Digne-Valensole et de Loranca (courbes et marqueurs gris et noirs) avec les autres données quantitatives pour l'Europe occidentale entre le Chattien et le Burdigalien : a) obtenue par géochimie isotopique sur dents de rongeurs (rouge) du bassin molassique allemand (d'après Hérán et al., 2010), b) l'approche de coexistence appliquée aux paléoflores des bassins molassique (bleu) et de Weissenster et Lausitz (cyan) d'Allemagne (d'après Utescher et al., 2009), c) l'approche de coexistence appliquée aux paléoflores de la péninsule ibérique (Portugal en rose, N Espagne en orange) (d'après Barron et al., 2009). Les données sont présentées selon l'échelle stratigraphique de Berggren et collaborateurs (1995).

La comparaison des estimations de MAP réalisées sur la base de la composition géochimique des paléosols des séries de Beynes-Châteauredon et du fan de Tòrtola et des données obtenues d'après l'étude des paléoflores d'Allemagne (Figure 6-6, a) et de la péninsule ibérique (Figure 6-6, b) révèle des valeurs très différentes. Si les paléoflores indiquent des précipitations annuelles moyennes comprises entre 850 et 1450 mm/an, relativement similaires entre l'Allemagne et le Portugal, les paléosols du Sud-Est de la France et d'Espagne centrale indiquent des MAP plus de deux fois inférieures, entre 250 et 700 mm/an.

Les paléoflores du bassin de Weissenster-Lausitz, qui présente l'enregistrement le plus complet avec seulement 6 gisements entre 25 et 19 Ma, montrent cependant une évolution similaire des MAP à faible résolution, à l'image de l'augmentation d'environ 300 mm/an entre la fin du Chattien et le début de l'Aquitarien.

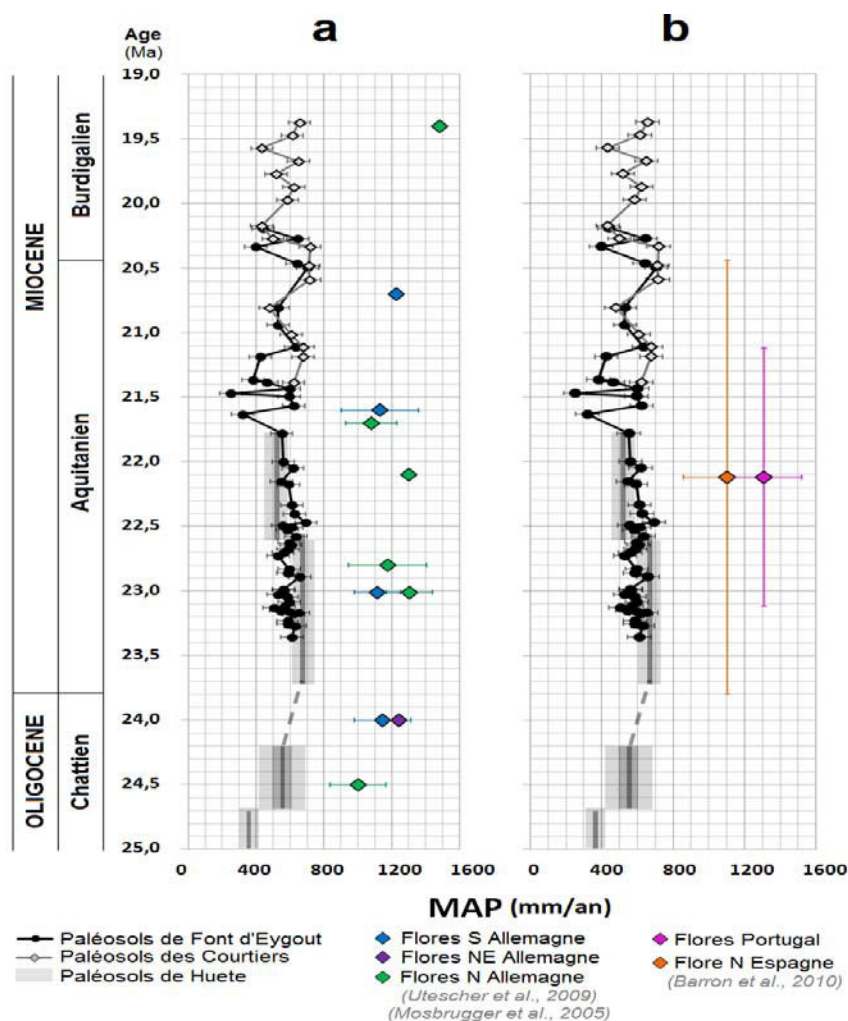


Figure 6-6. Comparaison des MAP estimées à partir de la géochimie des Calcisols du bassins de Digne-Valensole et de Loranca (courbes et marqueurs gris et noirs) avec les autres données quantitatives pour l'Europe occidentale entre le Chattien et le Burdigalien : a) obtenues par l'approche de coexistence appliquée aux paléoflores des bassins molassique (bleu) et de Weissenster et Lausitz (cyan) et du Bas Rhin (violet) d'Allemagne (d'après Mosbrugger et al., 2005 et Utescher et al., 2009), b) l'approche de coexistence appliquée aux paléoflores de la péninsule ibérique (Portugal en rose, N Espagne en orange) (d'après Barron et al., 2009). Les données sont présentées selon l'échelle stratigraphique de Berggren et collaborateurs (1995).

Enfin par comparaison, les résultats des travaux de Hamer et collaborateurs (2007a,b) à partir de l'étude des paléosols aquitaniens du bassin de l'Ebre indiquent des MAT moyenne de l'ordre des plus faibles valeurs estimées à partir des Calcisols. Les valeurs les plus élevées de MAP estimées par ces auteurs concordent avec les données provenant de l'étude des fossiles, mais les plus faibles témoignent de conditions beaucoup plus arides (265 mm/an), similaires à celles reconstituées au cours de cette étude.

Les valeurs de MAT estimées avec les paléosols des bassins de Digne-Valensole et de Loranca sont donc globalement comparables à celles estimées à partir des études paléontologiques. A l'inverse, les estimations de MAP à partir des Calcisols étudiés indiquent des conditions beaucoup plus sèches, avec des valeurs environ deux fois inférieures à celles estimées par les paléoflores.

Le même type de configuration que celle rencontrée lors de la comparaison avec les données paléohydrologiques est donc observée, et les paléosols semblent pouvoir enregistrer des conditions plus sèches que les paléoflores. Ceci peut-être attribué aux conditions climatiques et environnementales différentes pour la formation des sols et la préservation des débris organiques. En effet, la plupart des restes paléobotaniques proviennent de faciès lacustres et marécageux, ces milieux réducteurs favorisant leur préservation (Murphy, 1994 ; Mosbrugger et al., 2005 ; Utescher et al., 2009 ; Barrón et al., 2010). Il est donc probable que les thanatocénoses comportent une plus large proportion d'organismes se développant en bordures de ces zones humides. En revanche, les sols se développent sur l'ensemble des parties émergées et enregistrent des conditions et des périodes plus sèches, et certains types comme les Calcisols en sont même tributaires.

Un climat relativement chaud, avec des températures annuelles moyennes comprises globalement entre 13 et 21 °C est donc soutenu par l'ensemble des proxies paléoclimatiques. Si un climat humide était jusqu'ici envisagé pour cette période, les Calcisols permettent d'accéder aux périodes les plus sèches des fluctuations climatiques et leur intégration dans la reconstitution paléoclimatique de l'Europe occidentale permet d'envisager des conditions d'humidité beaucoup plus contrastées, similaires à ce qui est actuellement observé sur le pourtour méditerranéen.

Jusqu'alors, l'apparition du climat méditerranéen au Sud de l'Europe occidentale était envisagée à la fin du Miocène-début du Pliocène, avec l'augmentation importante de la proportion de taxons de xérophytes dans les assemblages polliniques (Suc, 1984 ; Fauquette et al., 2007 ; Jiménez-Moreno et al., 2010). Cette étude nous permet de repousser cette apparition de plusieurs millions d'années.

Enfin, ces reconstitutions à haute résolution proposées à partir de l'étude des paléosols permettent de retrouver les cycles à 40 ka du début de l'Aquitaniens proposés dans la littérature (Zachos et al., 1997), et mettent en évidence une influence dominante des cycles à 100-200 ka dès la fin du Miocène inférieur.

Conclusions générales & perspectives

Dans ces dernières pages sont présentées les conclusions majeures et les perspectives consécutives à cette étude.

- **Développement d'une méthodologie analytique spécifique :**

L'étude géochimique détaillée des sols et paléosols représente la composante principale de cette étude, ayant permis le développement de climofonctions originales. Celle-ci a été grandement facilitée par l'utilisation de la sonde **XRF portable**. Cependant, s'agissant d'une méthode d'ordinaire utilisée dans la détection des métaux lourds, de nombreux tests ont dû être effectués au préalable. **Des équations permettant d'aligner les teneurs élémentaires mesurées en XRF in situ sur matériau brut sur les teneurs ICP sur poudres, plus précises, ont été définies, et sont transposables à différents types de matériaux sédimentaires.**

- **Développement de nouvelles climofonctions :**

Ce travail de thèse apporte donc de nouvelles climofonctions, **permettant de quantifier les températures et précipitations annuelles moyennes à partir de la composition géochimique des Calcisols** préservés dans les séries continentales.

Celles-ci, **développées à partir de l'étude de sols actuels**, sont inspirées des climofonctions développées antérieurement, mais ne sont pas uniquement basées sur les phénomènes de lixiviation et de lessivage des matériaux parentaux. En effet, ce type de profil est caractérisé par l'accumulation et la précipitation de certains éléments au sein des horizons de subsurface, principalement le calcium mais aussi d'autres sels solubles. **Les MAP, source de l'eau d'infiltration, sont donc reliées indirectement à la perte des bases de l'horizon Bw en s'appuyant sur le ratio d'argilosité. La quantification des MAT s'appuie en revanche sur les éléments précipitant dans l'horizon B à la faveur d'une saison chaude et sèche induisant une forte évaporation.**

Contrairement aux fonctions précédemment publiées, **celles-ci permettent la comparaison de profils formés sur des matériaux parentaux hétérogènes, grâce à l'intégration d'un rapport entre la composition de l'horizon de subsurface et l'horizon C.** Elles sont donc particulièrement adaptées aux séries alluviales.

Ces climofonctions originales complètent les possibilités de reconstitutions paléoclimatiques à partir des Calcisols. En effet, les seules fonctions proposées dans la littérature applicables à ces objets permettent de quantifier les MAP et leur saisonnalité à partir de la morphologie de l'horizon Bk, mais l'estimation du premier paramètre nécessite des profils complets, ce qui est peu commun en contexte de plaine d'inondation du fait de la récurrence des phénomènes érosifs. Les nouvelles équations **permettent d'estimer les MAP y compris à partir de paléosols dont la partie la plus superficielle est tronquée, et apportent en plus la possibilité de quantifier les MAT.**

- **Apport de l'étude des Calcisols alluviaux à la compréhension de la dynamique sédimentaire :**

L'étude de ces paléosols, dont la maturité est contrôlée en partie par la nature des matériaux parentaux et la position dans le paysage, mais également par la stabilité environnementale, apporte également des informations supplémentaires sur la dynamique sédimentaire de ces bassins.

Ces profils d'altération fossiles se sont développés pendant des périodes et/ou dans des milieux relativement peu soumis aux dépôts sédimentaires. La durée de ces phases de stabilité environnementale estimée à partir des caractéristiques physiques des paléosols est de quelques milliers

d'années. Cette observation concorde avec les taux d'avulsion moyens estimés dans ces environnements.

L'étude de l'évolution verticale des caractéristiques des profils paléopédologiques permet également de proposer un découpage séquentiel à haute résolution pour la série de Beynes-Châteauredon, avec des séquences présentant des durées de l'ordre de quelques centaines de milliers d'années. Des zones d'inondation maximale sont reconnues au centre de la coupe de Font d'Eygout et au sommet celle des Courtiers, caractérisées par des profils hydromorphes et individualisés entre des dépôts sableux importants. Ces intervalles sont associés à des périodes de haut niveau marin à l'Aquitaniens moyen et au début du Burdigalien. La MFS de la coupe de Font d'Eygout coïncide d'ailleurs avec une MFS observée dans les coupes du fan de Tórtola. Les écosystèmes déduits des croisements des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ des nodules pédogénétiques de la coupe de Font d'Eygout et les études sédimentologiques détaillées corroborent ces observations (Bialkowski, 2004 ; Bauer, 2006 ; Cojan et al., 2013).

L'étude de l'intervalle de temps entre deux paléosols successifs, estimé à partir des corrélations chemostratigraphiques des nodules pédogénétiques avec les sondages ODP/DSDP, permet de mettre en évidence des durées jusqu'à 10 fois plus importantes au sommet de la coupe de Font d'Eygout qu'à la base. La comparaison avec la maturité des accumulations carbonatées montre que, si celui-ci est important, les paramètres allocycliques influent fortement leur développement.

Enfin, les datations des paléosols réalisées par ces corrélations permettent de calculer des taux d'aggradation pour la coupe de Font d'Eygout de l'ordre de 62,5 m/Ma pour les premiers 115 m et de 13 m/Ma pour la partie sommitale. Cependant, ceux-ci sont biaisés car ils sont calculés par des datations ponctuelles et que les séries continentales ont été affectées par des pauses dans la sédimentation permettant le développement des profils d'altération. L'étude des caractéristiques des paléosols, permettant d'inférer des hypothèses sur leur temps de développement, offre donc la possibilité de corriger ces valeurs pour se rapprocher du taux d'aggradation réel, respectivement de 78 et 13,7 m/Ma, discontinu dans le temps.

- **Apport à la connaissance du paléoclimat d'Europe occidentale :**

Les études physiques, géochimiques et minéralogiques détaillées des paléosols des bassins oligo-miocènes de Digne-Valensole et de Loranca nous amènent à mettre en évidence une variabilité climatique à court et long terme pour cette période.

L'identification des accumulations de CaCO_3 de nature pédogénétique et du processus de fersiallisation comme éléments caractéristiques de ces paléosols indique en effet un climat de type semi-aride. Cette hypothèse est également soutenue par les valeurs élevées de $\delta^{13}\text{C}$ témoignant de conditions xériques et par les estimations de saisonnalité des précipitations, présentant une gamme comparable à ce qui est actuellement mesuré sous climat méditerranéen. Une variabilité saisonnière marquée des conditions d'humidité a donc affecté le développement de ces profils.

Ensuite, l'application des climofonctions spécifiques aux Calcisols révèlent une variabilité à plus long terme des paramètres paléoclimatiques, avec des événements de quelques centaines de ka. Certains d'entre eux sont reliés à des événements globaux que sont les premiers Mi-events (Mi-1, Mi-1a, Mi-1aa)

Si les MAT quantifiées par l'approche géochimique concordent avec les reconstitutions établies à partir de l'étude des restes paléontologiques, les MAP estimées à partir des Calcisols sont environ deux fois inférieures à celles quantifiées par l'approche de coexistence appliquée aux paléoflores. Ces différences sont interprétées comme le résultat d'un enregistrement des périodes et des conditions associées aux zones humides par les assemblages floristiques, du fait d'une meilleure préservation en milieu réducteur, alors que ces paléosols enregistrent les périodes plus sèches facilitant leur développement.

Cette étude paléopédologique nous amène donc à remettre en question la vision d'un climat particulièrement humide stable à cette période en Europe occidentale, et à proposer un paléoclimat se rapprochant du climat méditerranéen actuel avec un fort contraste saisonnier des précipitations et marqué par des périodes plus ou moins arides/humides à plus large échelle.

Enfin, il est important de signaler que **les paléosols, fréquents dans les séries continentales, permettent des reconstitutions paléoclimatiques à plus haute résolution** que les fossiles. 84 profils paléopédologiques documentent les 6 millions d'années considérés, alors que huit fois moins de gisements paléontologiques sont recensés dans chaque étude.

➤ Perspectives :

Plusieurs perspectives se présentent à la suite de ce travail quant à la problématique de reconstitution paléoclimatique et paléoenvironnementale :

- D'un point de vue méthodologique tout d'abord, il serait intéressant d'étudier le signal porté par **les sols calciques actuels dans d'autres régions** du pourtour méditerranéen ou au Sud des Etats-Unis par exemple. Si le Nord-Est de l'Espagne présente des gradients assez importants des paramètres paléoclimatiques, davantage de données pourraient permettre de **d'élargir les gammes de MAT et MAP quantifiables par ces climofonctions**. L'approche réalisée en prenant en compte **l'hétérogénéité des matériaux parentaux** est originale, et pourrait être appliquée à d'autres types de sols afin de **compléter la gamme de climofonctions dédiées aux séries sédimentaires**.
- Les études paléoenvironnementales pourraient également être complétées par l'utilisation des **méthodes géochimiques sur les fossiles de rongeurs préservées dans les deux séries étudiées**. Les résultats pourraient être comparés à ceux de **l'analyse de la matière organique préservée dans les paléosols**. Des **MAT** pourraient également être estimées et comparées à celles obtenues lors de cette étude.
- Enfin, **les paléosols constituent des objets uniques pour accéder aux périodes les plus sèches des fluctuations paléoclimatiques**, et des investigations dans les séries oligo-miocènes de Suisse et d'Allemagne pourraient apporter des **données complémentaires** à celles obtenues par les études paléontologiques et des points de comparaisons avec les résultats de l'étude présentée dans ce manuscrit.

Références bibliographiques

- ABLEITER K.J., 1949. SOIL CLASSIFICATION IN THE UNITED STATES. SOIL SCI. 67, p.183-191.
- ADAMS J., KRAUS M. ET WING S. 2011. EVALUATING THE USE OF WEATHERING INDICES FOR DETERMINING MEAN ANNUAL PRECIPITATION IN THE ANCIENT STRATIGRAPHIC RECORD. PALAEOGEOGRAPHY, PALAEOCLIMATOLOGY, PALAEOECOLOGY 309, p. 358-366.
- AFES, 2008. REFERENTIEL PEDOLOGIQUE. EDITIONS QUAE, 405 P.
- AGUILAR J.P., CLAUZON G. & MICHAUX J., 1999. NOUVEAUX CRICETIDES (RODENTIA, MAMMALIA) DANS LE MIOCENE MOYEN DE LA REGION DE DIGNE (ALPES DE HAUTE PROVENCE). SYSTEMATIQUE, BIOCHRONOLOGIE, CORRELATIONS. PALAEOGEOGRAPHICA ABTEILUNG, A253 (1-3), p. 1-28.
- AGUSTI J., CABBRA L., GARCES M., KRIGSMAN W., OMS O., PARES J.M., 2001. A CALIBRATED MAMMAL SCALE FOR THE NEOGENE OF WESTERN EUROPE. STATE OF THE ART. EARTH-SCIENCE REVIEWS 52, p. 247-260.
- ALCAÑIZ J., ABELLA A., ABREU X., ASCASO E., AUDI C., BALASCH J., ET AL., 2011. ITINERARIOS EDAFICOS POR CATALUÑA: EL PRIORAT, LA CERDANYA Y EL PENEDES. 28A REUNION DE LA SOCIEDAD ESPANOLA DE LA CIENCIA DEL SUELO; CATALUNYA 09/04-07/2011, 282 P.
- ALVARO M., 1986. EVOLUCION TECTONICA DE LA CORDILLERA CELTIBERICA. UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID OPEN-FILE LECTURE NOTES, 15 P.
- ALVARO M., DEL VILLAR R. C. & VEGAS R., 1979. UN MODELO DE EVOLUCION GEOTECTONICA PARA LA CADENA CELTIBERICA. ACTA GEOLÓGICA HISPÁNICA 14, nº 1, p. 172-177.
- AMBIOT R., LECUYER C., BUFFETAUT E., FLUTEAU F., LEGENDRE S., MARTINEAU F., 2004. LATITUDINAL TEMPERATURE GRADIENT DURING THE CRETACEOUS UPPER CAMPANIAN-MIDDLE MAASTRICHTIAN: $\delta^{18}\text{O}$ RECORD OF CONTINENTAL VERTEBRATES. EARTH AND PLANETARY SCIENCE LETTERS 226, p. 255-272.
- AMUNDSON R.G., CHADWICK O.A., SOWERS J.M. & DONER H.E., 1988. RELATIONSHIP BETWEEN CLIMATE AND VEGETATION AND THE STABLE CARBON ISOTOPE CHEMISTRY OF SOILS IN THE ESTERN MOJAVE DESERT, NEVADA. QUATERNARY RESEARCH 29, p. 245-254.
- ANDERSON D.W., 1988. THE EFFECT OF PARENT MATERIAL AND SOIL DEVELOPMENT ON NUTRIENT CYCLING TEMPERATE ECOSYSTEM. BIOGEOCHEMISTRY 5, p. 71-97.
- ANDREUX F., MUNIER-LAMY C., 1994. GENESE ET PROPRIETES DES MOLECULES HUMIQUES. IN : BONNEAU ET SOUCHIER, PEDOLOGIE, TOME 2.
- ANTUNES M. T. & PAIS J., 1984. CLIMATE DURING MIOCENE IN PORTUGAL AND ITS EVOLUTION. PALÉOBIOLOGIE CONTINENTALE 14, nº 2, p. 75-89.
- ANTUNES M.T., CAHUZAC B., 1999. CROCODILIAN FAUNAL RENEWAL IN THE UPPER OLIGOCENE OF WESTERN EUROPE. C. R. ACAD. SCI. PARIS. SCIENCES DE LA TERRE ET DES PLANETES/EARTH & PLANETARY SCIENCES 328, p. 67-73.
- ARENS N.C., JAHREN A.H., AMUNDSON R., 2000. CAN C3 PLANTS FAITHFULLY RECORD THE CARBON ISOTOPIC COMPOSITION OF ATMOSPHERIC CARBON DIOXIDE? PALEOBIOLOGY 26, p. 137-164.
- ARKLEY R.J., 1963. CALCULATION OF CARBONATE AND WATER MOVEMENT IN SOIL FROM CLIMATIC DATA. SOIL SCIENCE 96, p. 239-248.
- ARMENTEROS I., ANGELES BUSTILLO M.A., BLANCO J.A., 1995. PEDOGENIC AND GROUNDWATER PROCESSES IN A CLOSED MIOCENE BASIN (NORTHERN SPAIN). SEDIMENTARY GEOLOGY 99, p. 17-36.
- ARNAUD-FASSETTA G., 2004. THE UPPER RHÔNE DELTA SEDIMENTARY RECORD IN THE ARLES-PITON CORE: ANALYSIS OF DELTA-PLAIN SUBENVIRONMENTS, AVULSION FREQUENCY, AGGRADATION RATE AND ORIGIN OF SEDIMENT YIELD. GEOGRAFISKA ANNALER 86 A (4), p. 367-383.

- ARNDORFF L., 1993. LATERAL RELATIONS OF DELTAIC PALEOSOLS FROM THE LOWER JURASSIC RONNE FORMATION ON THE ISLAND OF BORNHOLM, DENMARK. *PALAEOGEOGRAPHY, PALAEOCLIMATOLOGY, PALAEOECOLOGY* 100, p. 235-250.
- ARRIBAS MOCOROA M. E., DOVAL M. & DÍAZ MOLINA M., 1995. PETROLOGICAL AND MINERALOGICAL CHARACTERIZATION OF LUTITIC DEPOSITS IN A FLUVIAL DOMINATED DEPOSITIONAL SYSTEM. UPPER OLIGOCENE-LOWER MIOCENE, LORANCA BASIN (CENTRAL SPAIN). *REVISTA DE LA SOCIEDAD GEOLOGICA DE ESPAÑA* 8, nº 3, p. 149-160.
- AUBERT G., 1963. LA CLASSIFICATION DES SOLS ; LA CLASSIFICATION PEDOLOGIQUE FRANÇAISE. *CAH. ORSTOM, SERIE PEDOL.* 3, p. 1-7.
- AUBERT G., 1964. LA CLASSIFICATION DES SOLS UTILISEE PAR LES PEDOLOGUES FRANÇAIS EN ZONE TROPICALE OU ARIDE. *SOLS AFRIC.* IX, 1, p. 97-106.
- AVERY B.W., 1973. SOIL CLASSIFICATION IN THE SOIL SURVEY OF ENGLAND AND WALES. *J. SOIL SCI.* 24, 3, p.324-338.
- BACHMAN G.O. & MACHETTE M.N., 1977. CALCIC SOILS AND CALCRETES IN THE SOUTHWESTERN UNITED STATES. UNITED STATES DEPARTMENT OF THE INTERIOR, GEOLOGICAL SURVEY, 163 p.
- BADIA D., CUCHÍ J., IBARRA P., LONGARES L., MACÍAS F., MARTÍ C. ET AL., 2009. ITINARARIOS EDAFICOS POR EL ALTO ARAGON. INSTITUTO DE ESTUDIOS ALTOARAGONESES (EDS.), CUADERNOS ALTOARAGONESES DE TRABAJO 190, HUESCA, SPAIN, 191 p.
- BAIZE D., 2000. GUIDE DES ANALYSES EN PEDOLOGIE, 2^{ème} EDITION REVUE ET AUGMENTEE. INRA EDITIONS, PARIS, 257 p.
- BALDRICH BADIA, J., PUIGDEMONT, O., LUQUE, M., BOIXALEDRA LLOBET, J., HERRERO ISERN, C., ASCASO SASTRON, E., ET AL. (2010). MAPAS DE SOLS 1:25 000, RODA DE BARA. *INSTITUT GEOLOGIC DE CATALUNYA*.
- BARDOSSY G., JONAS K., IMRE A., SOLYMAR K., 1977. INTERRELATIONS OF BAUXITE TEXTURE, MICROMORPHOLOGY, MINERAL INDIVIDUALISM, AND HETEROMORPHISM. *ECONOMIC GEOLOGY* 72, p. 573-581.
- BARRÓN E., RIVAS-CARBALLO R., POSTIGO-MIJARRA J. M., ALCALDE-OLIVARES C., VIEIRA M., CASTRO L., PAIS J. & VALLE-HERNÁNDEZ, M., 2010. THE CENOZOIC VEGETATION OF THE IBERIAN PENINSULA: A SYNTHESIS. REVIEW OF PALAEOBOTANY AND PALYNOLOGY 162, nº 3, p. 382-402.
- BAUER H., 2006. INFLUENCE DU CLIMAT, DE L'EUSTATISME ET DE LA TECTONIQUE DANS L'ARCHITECTURE DES SERIES CONTINENTALES, CAS DU MIOCENE INFERIEUR ET MOYEN DU BASSIN DE DIGNE-VALENSE (SE FRANCE). THESE DE DOCTORAT DE L'ECOLE DES MINES DE PARIS, 313 p.
- BERGGREN W.A., KENT D.V., SWISHER C.C., AUBRY M.-P., 1995. A REVISED CENOZOIC GEOCHRONOLOGY AND CHRONOSTRATIGRAPHY. IN: BERGGREN, W.A., KENT, D.V., AUBRY, M.-P., AND HARDENBOL, J. (EDS.), GEOCHRONOLOGY, TIME SCALES AND STRATIGRAPHIC CORRELATION. SEPM SPECIAL PUBLICATION 54, p. 129-212.
- BESLY B.M. & FIELDING C.R., 1989. PALAEOOLS IN WESTPHALIAN COAL-BEARING AND RED-BED SEQUENCES, CENTRAL AND NORTHERN ENGLAND. *PALAEOGEOGRAPHY, PALAEOCLIMATOLOGY, PALAEOECOLOGY* 70, p. 303-330.
- BESSEDIK M., 1984. THE EARLY AQUITANIAN AND UPPER LANGHIAN-LOWER SERRAVALIAN ENVIRONMENTS IN THE NORTHWESTERN MEDITERRANEAN REGION. *PALEOBIOLOGIE CONTINENTALE* 14, nº2, p. 153-179.
- BESSEDIK M., 1985. RECONSTITUTION DES ENVIRONNEMENTS MIOCENES DES REGIONS NORD-OUEST MEDITERRANEENNES A PARTIR DE LA PALYNOLOGIE. THESE DE DOCTORAT DE L'UNIVERSITE MONTPELLIER 2, 162 p.
- BEYENE S., 2011. SOIL CHARACTERIZATION ALONG TOPOSEQUENCE IN GUNUNO AREA, SOUTHERN ETHIOPIA. *J. SCI. DEV.* 1, p. 31-39.
- BIALKOWSKI A., CHATEAUNEUF J., COJAN I. & BAUER H., 2006. INTEGRATED STRATIGRAPHY AND PALEOENVIRONMENTAL RECONSTRUCTION OF THE MIOCENE SERIES OF THE CHATEAUREDON DOME, SE FRANCE. *ECLOGAE GEOL. HELVET.* 99, p. 1-15.
- BIALKOWSKI, A., 2002. STRATIGRAPHIE ISOTOPIQUE (CARBONE ET OXYGENE) DES SERIES CONTINENTALES D'UN BASSIN D'AVANT-PAYS (OLIGO-MIOCENE DU BASSIN DE DIGNE-VALENSE). PALEOENVIRONNEMENT ET SEQUENCE DE DEPOTS. MEMOIRE DES SCIENCES DE LA TERRE, ECOLE DES MINES DE PARIS, 46, 204 p.
- BIGNONNET F. & COJAN I., 2009. REPERCUSSIONS DE LA DYNAMIQUE DE LA MISE EN PLACE DE LA CALOTTE ANTARCTIQUE SUR LES PAYSAGES MIOCENES DU SUD DE L'EUROPE DE L'OUEST. ECOLE NATIONALE SUPERIEURE DES MINES DE PARIS, 55 p.

- BILLUPS K. & SCHRAG D. P., 2002. PALEOTEMPERATURES AND ICE VOLUME OF THE PAST 27 MYR REVISITED WITH PAIRED MG/Ca AND 18O/16O MEASUREMENTS ON BENTHIC FORAMINIFERA. *PALEOCEANOGRAPHY* 17, N° 1, p. 3-1-3-11.
- BIRKELAND P.W., 1984. *SOILS AND GEOMORPHOLOGY*. NEW YORK, OWFORD UNIVERSITY PRESS, 372 P.
- BIRKELAND P.W., 1999. *SOIL AND GEOMORPHOLOGY*, 3RD ED.. OXFORD UNIVERSITÉ PRESS, NEW YORK.
- BIRKELAND, P.W., 1974. *PEDOLOGY, WEATHERING AND GEOMORPHOLOGICAL RESEARCH*. OXFORD UNIVERSITY PRESS, NEW YORK.
- BÖHME M., BRUCH A.A., SELMEIER A., 2007. THE RECONSTRUCTION OF EARLY AND MIDDLE MIOCENE CLIMATE AND VEGETATION IN SOUTHERN GERMANY AS DETERMINED FROM THE FOSSIL WOOD FLORA. *PALAEOGEOGRAPHY, PALAEOCLIMATOLOGY, PALAEOECOLOGY* 253, p. 91-114.
- BÖHME M., ILG A., WINKLHOFFER M., 2008. LATE MIOCENE "WASHHOUSE" CLIMATE IN EUROPE. *EARTH AND PLANETARY SCIENCE LETTERS* 275, p. 393-401.
- BOIXADERA LLOBET, J., HERRERO ISERN, C., ASCASO SASTRON, E., LLAURADO BOZAL, J., VALLVERDU MASDEU, J., FERRER, M., ET AL. (2011). MAPAS DE SOLS 1:25 000, EL VENDRELL. *INSTITUT GEOLOGIC DE CATALUNYA*.
- BONNEAU M., 1982. THE CONCEPT OF PEDOCLIMATE. IN: BONNEAU M., SOUCIER B. (EDS.), *CONSTITUENTS AND PROPERTIES OF SOIL*. ACADEMIC PRESS, LONDON, p. 372-376.
- BORCHARDT G., 1989. SMECTITES. IN : DIXON, J.B., WEED, S.B. (EDS.), *SOIL SCIENCE SOCIETY OF AMERICA, MADISON, WISCONSIN U.S.A*, p. 675-727.
- BORMANN B.T., WANG D., BORMANN F.H., BENOIT G., APRIL R., SNYDER M.C., 1998. RAPID, PLANT INDUCED WEATHERING IN AN AGGRADING EXPERIMENTAL ECOSYSTEM. *BIOGEOCHEMISTRY* 43, p. 129-155.
- BOSELLINI F.R. & PERRIN C., 2008. ESTIMATING MEDITERRANEAN OLIGOCENE-MIOCENE SEA-SURFACE-TEMPERATURES: AN APPROACH BASED ON CORAL TAXONOMIC RICHNESS. *PALAEOGEOGRAPHY, PALAEOCLIMATOLOGY, PALAEOECOLOGY* 258, p. 71-88.
- BOWEN G.J. & BEERLING D.J., 2004. AN INTEGRATED MODEL FOR SOIL ORGANIC CARBON AND CO₂: IMPLICATIONS FOR PALEOSOL CARBONATE PCO₂ PALEOBAROMETRY. *GLOBAL BIOGEOCHEMICAL CYCLES* 18, N° 1.
- BOWN T. M., & BEARD K. C., 1990. SYSTEMATIC LATERAL VARIATION IN THE DISTRIBUTION OF FOSSIL MAMMALS IN ALLUVIAL PALEOSOLS, LOWER EOCENE WILLWOOD FORMATION, WYOMING. *GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA SPECIAL PAPERS*, 243, 135-152.
- BOWN T.M. ET KRAUS M.J., 1981. LOWER EOCENE ALLUVIAL PALEOSOLS (WILLWOOD FROMATION, NORTHWEST WYOMING, USA) AND THEIR SIGNIFICANCE FOR PALEOECOLOGY, PALEOCLIMATOLOGY AND BASIN ANALYSIS. *PALAEOGEOGRAPHY, PALAEOCLIMATOLOGY, PALAEOECOLOGY* 34, p. 1-30.
- BOWN T.M. ET KRAUS M.J., 1987. INTEGRATION OF CHANNEL AND FLOODPLAIN SUITES, DEVELOPMENTAL SEQUENCES AND LATERAL RELATIONS OF ALLUVIAL PALEOSOLS. *JOURNAL OF SEDIMENTARY PETROLOGY* 57, p. 587-601.
- BOYLE J.R., VOIGT G.K., 1973. BIOLOGICAL WEATHERING OF SILICATE MINERALS, IMPLICATIONS FOR TREE NUTRITION AND SOIL GENESIS. *PLANT AND SOIL* 38, p. 191-201.
- BRIDGE J.S. & LEEDER M.R., 1979. A SIMULATION MODEL OF ALLUVIAL STRATIGRAPHY. *SEDIMENTOLOGY* 26, p. 599-623.
- BRIDGES E.M., 1973. SOME CHARACTERISTICS OF ALLUVIAL SOILS IN THE TRENT VALLEY, ENGLAND. IN : SCHLICHTING E. ET SCHWERTMANN U. (EDS), *PSEUDOGLEY AND GLEY*, *SOIL SCI. SOC. TRANS.* 5 AND 6TH COMM., p. 247-253.
- BRIMHALL G.H., LEWIS C.J., AGUE J.J., DIETRICH W.E., HAMPEL J., TEAGUE T., RIX P., 1988. METAL ENRICHMENT IN BAUXITES BY DEPOSITION OF CHEMICALLY MATURE EOLIAN DUST. *NATURE* 333, p. 819-824.
- BRUCH A. A., UHL D. & MOSBRUGGER V., 2007. MIOCENE CLIMATE IN EUROPE—PATTERNS AND EVOLUTION: A FIRST SYNTHESIS OF NECLIME. *PALAEOGEOGRAPHY, PALAEOCLIMATOLOGY, PALAEOECOLOGY* 253, N° 1, p. 1-7.
- BRUCH A. A., UTESCHER T. & MOSBRUGGER V., 2011. PRECIPITATION PATTERNS IN THE MIOCENE OF CENTRAL EUROPE AND THE DEVELOPMENT OF CONTINENTALITY. *PALAEOGEOGRAPHY, PALAEOCLIMATOLOGY, PALAEOECOLOGY* 304 (3), p. 202-211.

- BUDD D. A., PACK S. M. & FOGEL M. L., 2002. THE DESTRUCTION OF PALEOCLIMATIC ISOTOPIC SIGNALS IN PLEISTOCENE CARBONATE SOIL NODULES OF WESTERN AUSTRALIA. *PALAEOGEOGRAPHY, PALAEOCLIMATOLOGY, PALAEOECOLOGY* 188, n° 3, p. 249-273.
- BUGGLE B., GLASER B., HAMBACH U., GERASIMENKO N., MARKOVIC S., 2011. AN EVALUATION OF GEOCHEMICAL WEATHERING INDICES IN LOESS-PALEOSOL STUDIES. *QUATERNARY INTERNATIONAL* 240, p.12-21.
- BULLINGER-WEBER, G., & GOBAT, J. M. (2006). IDENTIFICATION OF FACIES MODELS IN ALLUVIAL SOIL FORMATION: THE CASE OF A SWISS ALPINE FLOODPLAIN. *GEOMORPHOLOGY*, 74(1), 181-195.
- BUSHNELL T.M., 1942. SOME ASPECTS OF THE SOIL CATENA CONCEPT. *SOIL SCIENCE SOCIETY OF AMERICA PROCEEDINGS* 7, p. 466-476.
- C.D.A. (CANADIAN DEPARTEMENT OF AGRICULTURE), 1974. THE SYSTEM OF SOIL CLASSIFICATION FOR CANADA, 255 p.
- CAHUZAC B. & CHAIX C., 1993. LES FAUNES DE CORAUX (ANTHOZOAIRE SCLERACTINIAIRES) DE LA FAÇADE ATLANTIQUE FRANÇAISE AU CHATTIEN ET AU MIOCENE. *PROCEEDINGS OF THE 1ST RCANS CONGRESS* 12, p. 57-69.
- CAHUZAC B. & CHAIX C., 1996. STRUCTURAL AND FAUNAL EVOLUTION OF CHATTIAN—MIOCENE REEFS AND CORALS IN WESTERN FRANCE AND THE NORTHEASTERN ATLANTIC OCEAN.
- CANDE S. C. & KENT D. V., 1995. REVISED CALIBRATION OF THE GEOMAGNETIC POLARITY TIME SCALE FOR THE LATE CRETACEOUS AND CENOZOIC. *J. GEOPHYS. RES.* 100, p. 6093-6095. SFX BIBLIOGRAPHIC LINKS DOCUMENT DELIVERY.
- CANDY I. & BLACK S., 2009. THE TIMING OF QUATERNARY CALCRETE DEVELOPMENT IN SEMI-ARID SOUTHEAST SPAIN: INVESTIGATING THE ROLE OF CLIMATE ON CALCRETE GENESIS. *SEDIMENTARY GEOLOGY* 218, p. 6-15.
- CANDY I., BLACK S., SELLWOOD B.W., 2004. QUANTIFYING TIME SCALES OF PEDOGENIC CALCRETE USING U-SERIES DISEQUILIBRIA. *SEDIMENTARY GEOLOGY* 170, p. 177-187.
- CASTRO M. D., MARTÍN-VIDE J. & ALONSO S., 2005. EL CLIMA DE ESPAÑA: PASADO, PRESENTE Y ESCENARIOS DE CLIMA PARA EL SIGLO XXI, 64 p.
- CATUNEANU O, 2006. PRINCIPLES OF SEQUENCE STRATIGRAPHY. EDITIONS ELSEVIER, 375 p.
- CAVAGNETTO C., 2002. LA PALYNOFLORE DU BASSIN D'AS PONTES EN GALICE DANS LE NORD OUEST DE L'ESPAGNE A LA LIMITE RUPELIEN-CHATTIEN (OLIGOCENE). *PALEONTOGR. ABT. B* 263, p. 161-204.
- CERLING T. E., WANG Y. & QUADE J., 1993. EXPANSION OF C4 ECOSYSTEMS AS AN INDICATOR OF GLOBAL ECOLOGICAL CHANGE IN THE LATE MIOCENE. *NATURE* 361 (6410), p. 344-345.
- CERLING T.E., 1984. THE STABLE ISOTOPIC COMPOSITION OF MODERN SOIL CARBONATE AND ITS RELATIONSHIP TO CLIMATE. *EARTH AND PLANETARY SCIENCE LETTERS* 71, p. 229-240.
- CERLING T.E., 1991. ON THE ISOTOPIC COMPOSITION OF CARBON IN SOIL CARBON DIOXIDE. *GEOCHIM. COSMOCHIM. ACTA* 55, p. 3403-3405.
- CERLING T.E., 1992. USE OF CARBON ISOTOPES IN PALEOSOLS AS INDICATOR OF THE P(CO₂) OF THE PALEO-ATMOSPHERE. *GLOBAL BIOGEOCHEMICAL CYCLES* 6, n° 3, p. 307-314.
- CERLING T.E., 1999. STABLE CARBON ISOTOPES IN PALAEOSOL CARBONATES. *PALAEOWEATHERING, PALAEOSURFACES AND RELATED CONTINENTAL DEPOSITS*, p. 43-60.
- CERLING T.E., QUADE J., SOLOMON D.K. & BOWMAN J.R., 1991. ON THE ISOTOPIC COMPOSITION OF CARBON IN SOIL CARBON DIOXIDE. *GEOCHIM. COSMOCHIM. ACTA* 55, p. 3403-3405.
- CERLING T.E., QUADE J., WANG Y., BOWMAN J.R., 1989. CARBON ISOTOPES IN SOILS AN PALAEOSOLS AS ECOLOGY AND PALAEOECOLOGY INDICATORS. *NATURE* 341, p. 138-139.
- CERLING, T., & QUADE, J., 1993. STABLE CARBON AND OXYGEN ISOTOPES IN SOIL CARBONATES. IN : P.K. SWART, K.C. LOHMANN, J. MC KENZIE, S. SAVIN (EDS.), CLIMATE CHANGE IN CONTINENTAL ISOTOPE RECORDS. *GEOPHYSICAL MONOGRAPHS* 78, p. 217-231.

- CHAMBERLAIN C.P. & POAGE M.A., 2000. RECONSTRUCTING THE PALEOTOPOGRAPHY OF MOUNTAIN BELTS FROM THE ISOTOPIC COMPOSITION OF AUTHIGENIC MINERALS. *GEOLOGY* 28, n° 2, p. 115-118.
- CHATEAUNEUF J. J., BAUER H. & COJAN I., 2006. PRESENCE D'UNE MANGROVE A AVICENNIA AU MIOCENE MOYEN DANS LA REGION DE DIGNE (ALPES-DE-HAUTE-PROVENCE, FRANCE): IMPLICATIONS STRATIGRAPHIQUES ET PALEOCLIMATIQUES. *COMPTES RENDUS GEOSCIENCE* 338, n° 3, p. 197-205.
- CHATEAUNEUF J.J. & NURY D., 1995. LA FLORE DE L'OLIGOCENE DE PROVENCE MERIDIONALE : IMPLICATIONS STRATIGRAPHIQUES, ENVIRONNEMENTALES ET CLIMATIQUES. *GÉOLOGIE DE LA FRANCE* 2, p. 43-55.
- CHESWORTH W., 1973. THE RESIDUAL SYSTEM OF CHEMICAL WEATHERING: A MODEL FOR THE CHEMICAL BREAKDOWN OF SILICATE ROCKS AT THE SURFACE OF THE EARTH. *JOURNAL OF SOIL SCIENCE* 24, p. 69-81.
- CLAUZON G., 1979. LE CANYON MESSINIEN DE LA DURANCE (PROVENCE, FR.): UNE PREUVE PALEOGEOGRAPHIQUE DU BASSIN PROFOND DE DESSICATION. *PALAEOGEOGRAPHY, PALAEOCLIMATOLOGY, PALAEOECOLOGY* 29, p. 15-40.
- CLYDE, W. C., FINARELLI, J. A., & CHRISTENSEN, K. E. (2005). EVALUATING THE RELATIONSHIP BETWEEN PEDOFACIES AND FAUNAL COMPOSITION: IMPLICATIONS FOR FAUNAL TURNOVER AT THE PALEOCENE-EOCENE BOUNDARY. *PALAIOS*, 20(4), 390-399.
- COHEN K.M., FINNEY S.M., GIBBARD P.L., AND FAN J.-X., 2013. THE ICS INTERNATIONAL CHRONOSTRATIGRAPHIC CHART. *EPISODES*, 36, n° 3, p. 199-204.
- COJAN I., BEAUDELOT C., GEFFROY F., ET AL., 2008. PROCESS-BASED AND STOCHASTIC MODELLING OF A FLUVIAL MEANDERING SYSTEM: EXAMPLE OF THE LORANCA MIOCENE SUCCESSION (SPAIN). IN : 2008 AAPG ANNUAL CONVENTION & EXHIBITION; ABSTRACT VOLUME. 2008.
- COJAN I., BIALKOWSKI A., GILLOT T. & RENARD M., 2013. PALEOENVIRONMENT AND PALEOCLIMATIC RECONSTRUCTION FOR THE EARLY MIOCENE FROM STABLE ISOTOPES IN PEDOGENIC CARBONATES (DIGNE-VALENSELE BASIN, SOUTHEASTERN FRANCE). *BULL. SOC. GÉOL. FRANCE* 184, n°6, p.583-599.
- COLSON J., COJAN I., & THIRY M., 1998. A HYDROGEOLOGICAL MODEL FOR PLYGORSKITE FORMATION IN THE DANIAN CONTINENTAL FACIES OF THE PROVENCE BASIN (FRANCE). *CLAY MINERALS* 33, n° 2, p. 333-347.
- COMMISSION DE GENESE, 1974. THE CLASSIFICATION SYSTEM OF POLISH SOILS. *ROZNIKI GLEBOZNAWZE* 24, 1, p. 119-145.
- CONEA A., 1974. SOIL CLASSIFICATION IN ROMANIA IN HIGHER CATEGORIES. *PROC. 10TH INTERNATIONAL CONGRESS OF SOIL SCIENCE*, VII, p. 513-521.
- COTTON J.M. & SHELDON N.D., 2012. NEW CONSTRAINTS ON USING PALEOSOLS TO RECONSTRUCT ATMOSPHERIC PCO₂. *GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA BULLETIN* 124, n° 9-10, p. 1411-1423.
- COUËFFE R., 2003. LA PRESERVATION DU TEMPS DANS LES ENREGISTREMENTS SEDIMENTAIRES: ANALYSE QUANTITATIVE A L'INTERIEUR DE LA MOLASSE MARIN MIOCENE DU BASSIN D'AVANT-CHAINE DE DIGNE (ALPES DE HAUTE-PROVENCE, SUD-EST DE LA FRANCE). THESE DE L'UNIVERSITE DE CAEN , 326 p.
- CRUMEYROLLE P., RUBINO J.L. & CLAUZON G., 1991. MIOCENE DEPOSITIONAL SEQUENCES WITHIN A TECTONICALLY CONTROLLED TRANSGRESSIVE-REGRESSIVE CYCLE. *INTERN. ASSOC. SEDIMENTOL. SPEC. PUBLI.* 12 , p. 373-390.
- CULLERS R., 2000. THE GEOCHEMISTRY OF SHALES, SILTSTONES AND SANDSTONES OF PENNSYLVANIAN-PERMIAN AGE, COLORADO, USA: IMPLICATIONS FOR PROVENANCE AND METAMORPHIC STUDIES. *LITHOS.* 51, p. 183-201.
- DAAMS R. ET VAN DER MEULEN A.J., 1984. PALEOENVIRONMENTAL AND PALEOCLIMATIC INTERPRETATION OF MICRO-MAMMAL FAUNAL SUCCESSIONS IN THE UPPER OLIGOCENE AND MIOCENE OF NORTH CENTRAL SPAIN. *PALEOBIOLOGIE CONTINENTALE, MONTPELIER*, XIV, VOL. 2, p. 241-257.
- DAAMS R., ALVAREZ SIERRA M.A., VAN DEN MEULEN A.J. & PELAEZ-CAMPOMANES, 1996B. PALEOECOLOGY AND PALEOCLIMATOLOGY OF MICROMAMMAL FAUNAS FROM UPPER OLIGOCENE-LOWER MIOCENE SEDIMENTS IN THE LORANCA BASIN, PROVINCE OF CUENCA, SPAIN. IN: TERTIARY BASINS OF SPAIN, P. FRIEND & DABRIO C. (EDS.), CAMBRIDGE UNIVERSITY, CAMBRIDGE.
- DAAMS R., DÍAZ-MOLINA M. & MAS R., 1996A. UNCERTAINTIES IN THE STRATIGRAPHIC ANALYSIS OF FLUVIAL DEPOSITS FROM THE LORANCA BASIN, CENTRAL SPAIN. *SEDIMENTARY GEOLOGY*, 102, n° 1, p. 187-209.

- DAN J., 1990. THE EFFECT OF DUST DEPOSITION ON THE SOILS OF THE LAND OF ISRAEL. QUATERNARY INTERNATIONAL 5, P. 107-113.
- D'ANGELLA D. ET LONGINELLI A., 1990. OXYGEN ISOTOPES IN LIVING MAMMAL'S BONE PHOSPHATE: FURTHER RESULTS. CHEMICAL GEOLOGY, ISOTOPE GEOSCIENCE SECTION, VOL.86, P. 75-82.
- DANIELS J. M., 2003. FLOODPLAIN AGGRADATION AND PEDOGENESIS IN A SEMIARID ENVIRONMENT. GEOMORPHOLOGY 56(3), P. 225-242.
- DANSGAARD W., 1964. STABLE ISOTOPES IN PRECIPITATION. TELLUS 16, P. 436-468.
- DARMODY R., THORN C. ET ALLEN C., 2005. CHEMICAL WEATHER AND BOULDER MANTLES, KÄRKEVAGGE, SWEDISH LAPLAND. GEOMORPHOLOGY 67, P. 159-170.
- DAVIES A., 1988. SEDIMENTOLOGICAL AND STRUCTURAL EVOLUTION OF TERTIARY BASINS OF ALPES DE HAUTE-PROVENCE (SW ALPS). THESE DE L'UNIVERSITE DE LIVERPOOL, 210 P.
- DEBRAND-PASSAT S., COURBOULEIX S., LIENHARDT M.J., 1984. SYNTHÈSE GEOLOGIQUE DU SUD-EST DE LA FRANCE. MEMOIRE BRGM FRANCE 125 (1). STRATIGRAPHIE ET PALEONTOLOGIE 126, N° 2.
- DECONINCK J. F., 1984. SEDIMENTATION ET DIAGENÈSE DES MINÉRAUX ARGILEUX DU JURASSIQUE SUPÉRIEUR-CRÉTACE DANS LE JURA MÉRIDIONAL ET LE DOMAINE SUBALPIN (FRANCE, SUD-EST). COMPARAISON AVEC LE DOMAINE ATLANTIQUE NORD. THESE DE DOCTORAT DE L'UNIVERSITE DE LILLE 1, 150 P.
- DECONTO R. M. & POLLARD D., 2003. RAPID CENOZOIC GLACIATION OF ANTARCTICA INDUCED BY DECLINING ATMOSPHERIC CO₂. NATURE 421 (6920), P. 245-249.
- DEINES P., 1980. THE ISOTOPIC COMPOSITION OF REDUCED ORGANIC CARBON. IN: HANDBOOK OF ENVIRONMENTAL ISOTOPE GEOCHEMISTRY, FRITZ P. & FONTES J.C. (EDS.), ELSEVIER, AMSTERDAM, VOL. 1, P. 329-406.
- DEINES P., LANGMUIR D. & HARMON R. S., 1974. STABLE CARBON ISOTOPE RATIOS AND THE EXISTENCE OF A GAS PHASE IN THE EVOLUTION OF CARBONATE GROUND WATERS. GEOCHIMICA ET COSMOCHIMICA ACTA 38, N° 7, P. 1147-1164.
- DEMARCO G., & PERRIAUX J., 1984. NÉOGENÈ. IN: S. DEBRAND-PASSAT, ED.. SYNTHÈSE GEOLOGIQUE DU SUD-EST DE LA FRANCE. MEM. BRGM 125, ORLÈANS, FRANCE, P. 469-519.
- DEMICO R. V., LOWENSTEIN T. K., & HARDIE L. A., 2003. ATMOSPHERIC PCO₂ SINCE 60 MA FROM RECORDS OF SEAWATER PH, CALCIUM, AND PRIMARY CARBONATE MINERALOGY. GEOLOGY 31, N° 9, P. 793-796.
- DENG C., SHAW J., LIU Q., PAN Y., & ZHU R., 2006. MINERAL MAGNETIC VARIATION OF THE JINGBIAN LOESS/PALEOSOL SEQUENCE IN THE NORTHERN LOESS PLATEAU OF CHINA: IMPLICATIONS FOR QUATERNARY DEVELOPMENT OF ASIAN ARIDIFICATION AND COOLING. EARTH AND PLANETARY SCIENCE LETTERS 241, N° 1, P. 248-259.
- DESSALEGN D., BEYENE S., RAM N., WALLEY F., GALA T.S., 2014. EFFECTS OF TOPOGRAPHY AND LAND USE ALONG TOPOSEQUENCE OF ELE WATERSHED IN SOUTHERN ETHIOPIA. CATENA 115, P. 47-54.
- DIAZ-MOLINA M., 1974. SINTESIS ESTRATIGRAFICA PRELIMINARY DE LA SERIE TERCIARIA DE LOS ALREDEDORES DE CARRASCOSA DEL CAMPO. ESTUDIOS GEOL. 30, P. 63-67.
- DÍAZ-MOLINA M., MOCOROA J. A. & REVUELTA M. B. 1989. THE TÓRTOLA AND VILLALBA DE LA SIERRA FLUVIAL FANS: LATE OLIGOCENE-EARLY MIOCENE, LORANCA BASIN, CENTRAL SPAIN: 4TH INTERNATIONAL CONFERENCE ON FLUVIAL SEDIMENTOLOGY OCTOBER 2ND, 3RD AND 4TH, 1989. BARCELONA-SITGES. SERVEI GEOLÒGIC DE CATALUNYA.
- DIXON J.B., 1989. KAOLIN AND SERPENTINE GROUP MINERALS. IN : DIXON J.B., WEED S.B. (EDS.), MINERALS IN SOIL ENVIRONMENTS, 2ND ED. SOIL SCIENCE SOCIETY OF AMERICA BOOK SERIES, VOL. 1, P. 467-526.
- DIXON J.L., HEIMSATH A.M., AMUNDSON R., 2009. THE CRITICAL ROLE OF CLIMATE AND SAPROLITE WEATHERING IN LANDSCAPE EVOLUTION. EARTH SURFACE PROCESSES AND LANDFORMS 34, P. 1507-1521.
- DOKUCHAEV V.V., 1879A. MAPPING THE RUSSIAN SOILS. IMPERIAL. UNIV. OF ST. PETERSBURG, RUSSIA.
- DOKUCHAEV V.V., 1879B. CHERNOZEM (TERRE NOIRE) DE LA RUSSIE D'EUROPE. SOCIÉTÉ IMPÉRIALE LIBRE ÉCONOMIQUE. IMPRIMERIE TRENKE AND FUSNOT, ST. PETERSBURG.

- DOKUCHAEV V.V., 1883. THE RUSSIAN CHERNOZEM REPORT TO THE FREE ECONOMIC SOCIETY. IMPERIAL UNIV. OF ST. PETERSBURG, RUSSIA.
- DOKUCHAEV V.V., 1893. THE RUSSIAN STEPPES/STUDY OF THE SOIL IN RUSSIA, ITS PAST AND PRESENT. DEPT. OF AGRIC. MINISTRY OF CROWN DOMAINS FOR THE WORLD'S COLOMBIAN EXPOSITION AT CHICAGO. ST. PETERSBURG.
- DOKUCHAEV V.V., 1899. THE PLACE AND ROLE OF CONTEMPORARY PEDOLOGY IN SCIENCE AND LIFE. MAYOR'S OFFICE PRESS, ST. PETERSBURG, RUSSIA, 28 P.
- DOMINGO M.S., ALBERDI M.T., AZANZA B., 2007. A NEW QUANTITATIVE BIOCHRONOLOGICAL ORDINATION FOR THE UPPER NEOGENE MAMMALIAN LOCALITIES OF SPAIN. *PALAEOGEOGRAPHY, PALAEOCLIMATOLOGY, PALAEOECOLOGY* 255, p. 361-376.
- DRIESE S. & OBER E., 2005. PALEOPEDOLOGIC AND PALEOHYDROLOGIC RECORDS PRECIPITATION SEASONALITY FROM EARLY PENNSYLVANIAN "UNDERCLAY" PALEOSOLS. U.S.A.. *JOURNAL OF SEDIMENTARY RESEARCH* 75, p. 997-1010.
- DRIESE S., NORDT L., LYNN W., STILES C., MORA C., ET WILDING L., 2005. DISTINGUISHING CLIMATE IN THE SOIL RECORD USING CHEMICAL TRENDS IN A VERTISOLS CLIMOSEQUENCE FROM THE TEXAS COASTAL PLAIN, AND APPLICATION TO INTERPRETING PALEOZOIC PALEOSOLS IN THE APPALACHIAN BASIN. *JOURNAL OF SEDIMENTARY RESEARCH* 75, p. 340-353.
- DUCHAUFOUR P., 1960. PRÉCIS DE PÉDOLOGIE. MASSON, PARIS.
- DUCHAUFOUR P., 1982. PEDOLOGY. ALLEN & UNWIN, LONDON. 480 PP.
- DUCHAUFOUR P., 2001. INTRODUCTION A LA SCIENCE DU SOL: SOL, VEGETATION, ENVIRONNEMENT, 6EME EDITION. EDITIONS DUNOD, 331 PP.
- DUDAL R., 2004. THE SIXTH FACTOR OF SOIL FORMATION. INT. CONF. ON SOIL CLASSIF. 2004, PETROZAVODSK, RUSSIA. 13 P.
- DWORKIN, S., NORDT, L., ET ATCHLEY, S., 2005. DETERMINING TERRESTRIAL PALEOTEMPERATURES USING THE OXYGEN ISOTOPIC COMPOSITION OF PEDOGENIC CARBONATE. *EARTH AND PLANETARY SCIENCE LETTERS* 237, p. 56-58.
- EHLERINGER J. R., HALL A. E., & FARQUHAR G. D., 1993. CARBON AND WATER RELATIONS IN DESERT PLANTS: AN ISOTOPIC PERSPECTIVE. IN: STABLE ISOTOPES AND PLANT CARBON-WATER RELATIONS. ACADEMIC PRESS INC., p. 155-172.
- EILER J.M., 2007. "CLUMPED-ISOTOPE" GEOCHEMISTRY - THE STUDY OF NATURALLY-OCCURING, MULTIPLY -SUBSTITUTED ISOTOPOLOGUES. *EARTH AND PLANETARY SCIENCE LETTERS* 262, p. 319-327.
- EILER J.M., 2011. PALEOCLIMATE RECONSTRUCTION USING CARBONATE CLUMPED ISOTOPE THERMOMETRY. *QUATERNARY SCIENCE REVIEWS* 30, p. 3575-3588.
- EKART D.D., CERLING T.E., MONTANEZ I.P. ET TABOR N.J., 1999. A 400 MILLION YEAR CARBON ISOTOPE RECORD OF PEDOGENIC CARBONATE: IMPLICATIONS FOR PALEOATMOSPHERIC CARBON DIOXIDE. *AMERICAN JOURNAL OF SCIENCE* 299, p. 805-827.
- ELHERINGER J.R., CERLING T.E. & DENISE DEARING M., 2002. ATMOSPHERIC CO₂ AS A GLOBAL CHANGE DRIVER INFLUENCING PLANT-ANIMAL INTERACTION. *INTEG. COMP. PHYSIOL.* 42, p. 424-430.
- ELIOTT T., APPS G., DAVIES H., EVANS M., GHIBAUDO M. & GRAHAM R., 1985. A STRUCTURAL AND SEDIMENTOLOGICAL TRAVERSE THROUGH THE TERTIARY FORELAND BASIN OF THE EXTERNAL ALPS OF SOUTHERN FRANCE. INT. SYMPOSIUM ON FORELAND BASINS; FRIBOURG, GUIDE BOOK, FIELD EXCURSION B, p. 39-73.
- EZE P. & MEADOWS M., 2013. GEOCHEMISTRY AND PALAEOCLIMATIC RECONSTRUCTION OF A PALEOSOL SEQUENCE AT LANGEBAANWEG, SOUTH AFRICA. *QUATERNARY INTERNATIONAL* (IN PRESS), p. 1-9.
- FAO, 1999. [HTTP://WWW.FAO.ORG/NR/LAND/SOILS/SOIL/WRB-SOIL-MAPS/EN/](http://www.fao.org/nr/land/soils/soil/wrb-soil-maps/en/)
- FAO-UNESCO, 1988. SOIL MAP OF THE WORLD. REVISED LEGEND. WORLD SOIL RESOURCES REPORT 60.
- FAUQUETTE S., SUC J.-P., JIMENEZ-MORENO G., MICHEEL S.A., JOST A., FAVRE E., BACHIRI-TAOUFIO N., BERTINI A., CLET-PELLERIN M., DINIZ F., FARJANEL G., FEDDI N., ZHENG Z., 2007. LATITUDINAL CLIMATIC GRADIENTS IN WESTERN EUROPEAN AND MEDITERRANEAN REGIONS FROM THE MID-MIOCENE (-15 MA) TO THE MID-PLIOCENE (-3.5 MA) AS QUANTIFIED FROM POLLEN DATA. IN: DEEP-TIME PERSPECTIVES ON CLIMATE CHANGE: MARRYING THE SIGNAL FROM COMPUTER MODELS AND BIOLOGICAL PROXIES, EDITED BY: WILLIAMS M., HAYWOOD A., GREGORY F. AND SCHMIDT D., THE MICROPALAEONTOLOGICAL SOCIETY, SPECIAL PUBLICATIONS, THE GEOLOGICAL SOCIETY, LONDON, UK, p. 481-502.

- FERRANDINI J., ROSSI P., FERRANDINI M., FARJANEL G., GINSBURG L., SCHULER M. & GEISSERT F., 1999. LA FORMATION CONGLOMERATIQUE DU VAZZIO PRES D'AJACCIO (CORSE-DU-SUD), UN TEMOIN DES DEPOTS DU CHATTIEN SUPERIEUR CONTINENTAL SYNRIFT EN MEDITERRANEE OCCIDENTALE. COMPTES RENDUS DE L'ACADEMIE DES SCIENCES-SERIES IIA-EARTH AND PLANETARY SCIENCE 329, n° 4, p. 271-278.
- FILIPOVSKI G., NEUGEBAUER V., CIRIC M., SKORIC A., ZIVKOVIC M., 1964. SOIL CLASSIFICATION IN YUGOSLAVIA. PROC. 8TH INTERNATIONAL CONGRESS OF SOIL SCIENCE (BUCAREST), V, p. 37-41.
- FORD, M. LICKORISH W. & KUSZNIR N., 1999. TERTIARY FORELAND BASIN EVOLUTION IN THE SOUTHERN SUBALPINE CHAINS SE FRANCE BASIN. BASIN RESEARCH 11, p. 315-336.
- FREYTTET P. & PLAZIAT J.C., 1982. CONTINENTAL CARBONATE SEDIMENTATION AND PEDOGENESIS. LATE CRETACEOUS AND EARLY TERTIARY OF SOUTHERN FRANCE. IN PURSER B.H. (ED.), CONTRIB. SEDIMENTOLOGY, SCHWEIZERBART'SCHE VERLAG, STUTTGART, 12, 217 P.
- GALL Q., 1994. THE PROTEROZOIC THELON PALEOSOLS, NORTHWEST TERRITORIES, CANADA. PRECAMBRIAN RESEARCH 68, p. 115-137.
- GALLAGHER T. & SHELDON N., 2013. A NEW PALEOTHERMOMETER FOR FOREST PALEOSOLS AND ITS IMPLICATIONS FOR CENOZOIC CLIMATE. GEOLOGY 41, n°6, p. 647-650.
- GANEVAL J., 1973. PALEOGEOGRAPHIE ET TECTONIQUE DE LA ZONE DE DECROCHEMENT DE CREISSET-LE POIL (BRANCHE DE L'ARC DE CASTELLANE, HAUTE-PROVENCE). THESE DE 3EME CYCLE, GRENOBLE, p. 62.
- GARCIA-ABBAD F. J., 1975. ESTUDIO GEOLOGICO DE LA REGION DEL PANTANO DE ALARCON (CUENCA). PHD MANUSCRIPT UNIV. MADRID, 475 P.
- GARROTE J., GARZÓN HEYDT G. & COX R.T., 2008. MULTI-STREAM ORDER ANALYSES IN BASIN ASYMMETRY: A TOOL TO DISCRIMINATE THE INFLUENCE OF NEOTECTONICS IN FLUVIAL LANDSCAPE DEVELOPMENT (MADRID BSIN, CENTRAL SPAIN). GEOMORPHOLOGY 102, p. 130-144.
- GASTALDO R. A., NEVELING J., CLARK C. K., & NEWBURY S. S., 2009. THE TERRESTRIAL PERMIAN-TRIASSIC BOUNDARY EVENT BED IS A NONEVENT. GEOLOGY 37, n° 3, p. 199-202.
- GAY A.L. ET GRANDSTAFF D.E., 1980. CHEMISTRY AND MINERALOGY OF PRECAMBRIAN PALEOSOLS AT ELLIOT LAKE, ONTARIO, CANADA. PRECAMBRIAN RESEARCH 12, ISSUE 1-4, p. 349-373. VGGTFR
- GERASIMOV I.P., 1962. NEW AMERICAN SOIL CLASSIFICATION. SOV. SOIL SCI., p. 601-609.
- GHOSH P., ADKINS J., AFFEK H., BALTA B., GUO W., SCHAUBLE E.A., SCHRAG D., EILER J.M., 2006. 13C - 18O BONDS IN CARBONATE MINERALS: A NEW KIND OF PALEOTHERMOMETER. GEOCHIMICA AND COSMOCHIMICA ACTA 70, p. 1439-1456.
- GIDON M. & PAIRIS J., 1988. LA STRUCTURE DES ENVIRONS DE DIGNE (CHAINES SUBALPINES MERIDIONALES, ALPES DE HAUTE-PROVENCE): UN EXEMPLE D'INTERFERENCE ENTRE L'AVANCEE D'UNE NAPPE DE CHARRIAGE EPIGLYPTIQUE ET LA SEDIMENTATION SUR SON FRONT. COMPTES RENDUS DE L'ACADEMIE DES SCIENCES DE PARIS 307, SERIE II, p. 1283-1288.
- GIGOT P., GRANDJACQUET C. & HACCARD D., 1974. EVOLUTION TECTONOSEDIMENTAIRE DE LA BORDURE SEPTENTRIONALE DU BASSIN TERTIAIRE DE DIGNE DEPUIS L'Eocene. B.S.G.F. 7, XVI, n°2, p. 128-139.
- GIGOT P., GUBLER Y. & HACCARD D., 1975. RELATIONS ENTRE SEDIMENTATION ET TECTONIQUE (EN COMPRESSION OU EN EXTENSION): EXEMPLES PRIS DANS DES BASSINS TERTIAIRES DES ALPES DU SUD ET DE HAUTE-PROVENCE. IXEME CONGRES INTERNATIONAL DE SEDIMENTOLOGIE, NICE, THEME 4, p. 157-162.
- GIGOT P., MEIN P. & TRUC G., 1976. LA SERIE CONTINENTALE DE PONT D'AIGUINES PRES DE MOUSTIERS-STE-MARIE : UN EQUIVALENT LATERAL DU MIOCENE MARIN DU BASSIN DE DIGNE (ALPES DE HAUTE PROVENCE). GEOBIOS 9, n° 6, p. 795-799.
- GIGOT P., 1973. NOUVELLES OBSERVATIONS SUR LA BORDURE NORD-ORIENTALE DU BASSIN DE DIGNE-VALENSE AU FRONT DE L'ARC DE DIGNE (ALPES DE HAUTE-PROVENCE). C.R. DE L'ACADEMIE DES SCIENCES DE PARIS 276, SERIE D, p. 1123-1126.
- GILE L.H. & HAWLEY J.W., 1966. PERIODIC SEDIMENTATION AND SOIL FORMATION ON AN ALLUVIAL-FAN PIEDMONT IN SOUTHERN NEW MEXICO. PROC. SOIL SCI. SOC. AM. 30, p. 261-268.
- GILE L.H., PETERSON F.F. & GROSSMAN R.B., 1965. THE K HORIZON; A MASTER SOIL HORIZON OF CARBONATE ACCUMULATION. SOIL SCIENCE 99, n° 2, p. 74-82.

- GOMEZ J. J., DIAZ-MOLINA M. & LENDINEZ A., 1996. TECTONO-SEDIMENTARY ANALYSIS OF THE LORANCA BASIN (UPPER OLIGOCENE-MIOCENE, CENTRAL SPAIN): A "NON-SEQUENCED" FORELAND BASIN. TERTIARY BASINS OF SPAIN, THE STRATIGRAPHIC RECORD OF CRUSTAL KINEMATICS. WORLD AND REGIONAL GEOLOGY, 6, P. 285-294.
- GOUDIE A., 1983. CALCRETE. IN GOUDIE A. & PYE K. (EDS.) CHEMICAL SEDIMENTS AND GEOMORPHOLOGY, ACADEMIC PRESS, LONDON, P. 93-131.
- GRACIANSKY DE P., DUROZOY G. & GIGOT P., 1982. NOTICE EXPLICATIVE, CARTE GEOLOGIQUE DE LA FRANCE AU 1/50.000E, FEUILLE DE DIGNE (944), B.R.G.M., ORLEANS, 76 P.
- GRADSTEIN F M, OGG J G, SMITH A , EDITORS, ET AL. 2004. A GEOLOGIC TIME SCALE 2004, CAMBRIDGE EDITIONS, 610 P.
- GRADSTEIN F.M., OGG J.G., SCHMITZ M., OGG G., 2012, THE GEOLOGICAL TIME SCALE 2012. GSA, 1176 P.
- GRIMES S. T., MATTEY D. P., HOOKER J. J. & COLLINSON M. E., 2003. PALEOGENE PALEOCLIMATE RECONSTRUCTION USING OXYGEN ISOTOPES FROM LAND AND FRESHWATER ORGANISMS: THE USE OF MULTIPLE PALEOPROXIES. GEOCHIMICA ET COSMOCHEMICA ACTA 67, N° 21, P. 4033-4047.
- GUTZMER, J., & BEUKES, N. J. (1998). EARLIEST LATERITES AND POSSIBLE EVIDENCE FOR TERRESTRIAL VEGETATION IN THE EARLY PROTEROZOIC. GEOLOGY, 26(3), 263-266.
- GYSEL G., POESEN J., BOCHET E., LI Y., 2005. IMPACT OF PLANT ROOTS ON THE RESISTANCE OF SOILS TO EROSION BY WATER: A REVIEW. PROGRESS IN PHYSICAL GEOGRAPHY 29, N° 2, P. 189-217.
- HACCARD D., BEAUDOIN B., GIGOT B., & JORDA M., 1989. CARTE GEOLOGIQUE DETAILLEE DE LA FRANCE A 1/50.000E, FEUILLE LA JAVIE, 1ERE EDITION. B.R.G.M., ORLEANS, CARTE AVEC NOTICE EXPLICATIVE DE 152 P.
- HAMER J., SHELDON N. ET NICHOLS G., 2007A. GLOBAL ARIDITY DURING THE EARLY MIOCENE? A TERRESTRIAL PALEOCLIMATE RECORD FROM THE EBRO BASIN, SPAIN. JOURNAL OF GEOLOGY 115, P. 601-608.
- HAMER J., SHELDON N., NICHOLS G., ET COLLINSON M., 2007B. LATE OLIGOCENE-EARLY MIOCENE PALEOSOLS OF DISTAL FLUVIAL SYSTEMS, EBRO BASIN, SPAIN. PALAEOGEOGRAPHY, PALAEOCLIMATOLOGY, PALAEOECOLOGY 247, P. 220-230.
- HARDEN J.W., 1982. A QUANTITATIVE INDEX OF SOIL DEVELOPMENT FROM FIELD DESCRIPTIONS: EXAMPLES FROM A CHRONOSEQUENCE IN CENTRAL CALIFORNIA. GEODERMA 28, P. 1-28.
- HARNOIS L., 1988. THE CIW INDEX: A NEW CHEMICAL INDEX OF WEATHERING. NATURE 299, P. 715-717.
- HASZELDINE R.S., 1989. COAL REVIEWED: DEPOSITIONAL CONTROLS, MODERN ANALOGUES AND ANCIENT CLIMATES. GEOLOGICAL SOCIETY OF LONDON, SPECIAL PUBLICATION 41, P. 289-308.
- HELD A.E.H., 2011. APPORT DE LA PALEOHYDROLOGIE DANS LA QUANTIFICATION DES ROLES RESPECTIFS DU CLIMAT ET DE LA TECTONIQUE DES SYSTEMES FLUVIAILES MEANDRIFORMES FOSSILES. APPLICATION A DES SYSTEMES OLIGO-MIOCENES D'EUROPE OCCIDENTALE. THESE DE DOCTORAT DE L'ECOLE DES MINES DE PARIS, 334 P.
- HÉRAN M.A., LECUYER C., LEGENDRE S., 2010. CENOZOIC LONG-TERM TERRESTRIAL CLIMATIC EVOLUTION IN GERMANY TRACKED BY $\delta^{18}\text{O}$ OF RODENT TOOTH PHOSPHATE. PALAEOGEOGRAPHY, PALAEOCLIMATOLOGY, PALAEOECOLOGY 285, P. 331-342.
- HILGARD E.W., 1914. SOILS. THE MACMILLAN COMPANY, NEW YORK, 593 PP.
- HILL A.R., 1996. NITRATE REMOVAL IN STREAM RIPARIAN ZONES. J. ENVIRON. QUAL. 25, P. 743-755.
- HOLE F.D., CAMPBELL J.B., 1985. SOIL LANDSCAPE ANALYSIS. ROUTLEDGE & KEGAN PAUL, LONDON.
- HOSSINI S., 1972. LES ANOURES (AMPHIBIENS) DE L'OLIGOCENE TERMINAL ET DU MIOCENE EN FRANCE = ANURANS (AMPHIBIA) FROM THE LATEST OLIGOCENE AND THE MIOCENE OF FRANCE. THESE DE DOCTORAT DE L'UNIVERSITE PARIS 7.
- HUGGET R.J., 1975. SOIL LANDSCAPE SYSTEMS: A MODEL OF SOIL GENESIS. GEODERMA 13, P. 1-22.
- HUGGET R.J., 1998. SOIL CHRONOSEQUENCES, SOIL DEVELOPMENT, AND SOIL EVOLUTION: A CRITICAL REVIEW. CATENA 32, P. 155-172.
- INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA, 1975. MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA A ESCALA 1:50.000.

- ISRIC, 2014. [HTTP://WWW.ISRIC.ORG/ABOUT-SOILS/WORLD-SOIL-DISTRIBUTION/CALCISOLS](http://www.isric.org/about-soils/world-soil-distribution/calcisols)
- IVANOVA Y.M., ROZOV N.N., 1960. CLASSIFICATION OF SOILS AND THE SOIL MAP OF U.S.S.R. PROCEEDINGS OF THE 7TH INTERNATIONAL CONGRESS OF SOIL SCIENCE (MADISON), V, P. 77-87.
- JACKSON M.L., 1964. CHEMICAL COMPOSITION OF SOILS. IN: CHEMISTRY OF THE SOIL, BEAR F.E. (ED.), REINHOLD PUBLISHING CORP., NEW YORK, P. 71-141.
- JENNY H.D. & LEONARD C.D., 1935. FUNCTIONAL RELATIONSHIP BETWEEN SOIL PROPERTIES AND RAINFALL. SOIL SCIENCE 38, P. 361-381.
- JENNY H.J., 1941. FACTORS OF SOIL FORMATION. MACGRAW-HILL, NEW YORK, 281 PP.
- JIMÉNEZ-MORENO G. & SUC J.P., 2007. MIDDLE MIOCENE LATITUDINAL GRADIENT IN WESTERN EUROPE: EVIDENCE FROM POLLEN RECORDS. PALAEOGEOGRAPHY, PALAEOCLIMATOLOGY, PALAEOECOLOGY 253, P. 208-225.
- JIMÉNEZ-MORENO G. & SUC J.P., 2007. MIDDLE MIOCENE LATITUDINAL CLIMATIC GRADIENT IN WESTERN EUROPE: EVIDENCE FROM POLLEN RECORDS. PALAEOGEOGRAPHY, PALAEOCLIMATOLOGY, PALAEOECOLOGY 253, P. 208-225.
- JIMÉNEZ-MORENO G., FAUQUETTE S., SUC J.P., 2010. MIOCENE TO PLIOCENE VEGETATION RECONSTRUCTION AND CLIMATE ESTIMATES IN THE IBERIAN PENINSULA FROM POLLEN DATA. REVIEW OF PALAEOBOTANY AND PALYNOLOGY 162, P. 403-415.
- JOFFE J.S., 1936. PEDOLOGY. RUTGERS UNIVERSITY PRESS, NEW BRUNSWICK, N.J.
- JOHNSON P.L., WATSON-STEGNER, 1987. EVOLUTION MODEL OF PEDOGENESIS. SOIL SCIENCES 143, N°5, P. 349-366.
- JONES R.C., 1975. FLOOD STUDIES CONFERENCE, INSTITUTE OF CIVIL ENGINEERS, LONDRES. PAPER 5-6.
- KANNER L.C., BUENNING N.H., STOTT L.D., TIMMERMAN A., NOONE D., 2014. THE ROLE OF SOIL PROCESSES IN $\Delta 18\text{O}$ TERRESTRIAL CLIMATE PROXIES. GLOBAL BIOGEOCHEMICAL CYCLES (IN PRESS).
- KANNO I., 1962. A NEW CLASSIFICATION SYSTEM OF RICE FIELDS IN JAPAN. TRANS. JOINT MEETING COM. IV AND V, NEW ZEALAND, P. 617-624.
- KARPOFF A.M., BOQUIER G., ISNARD P., TARDY Y., 1973. GEOCHIMIE D'UNE TOPOSEQUENCE DE SOLS TROPICAUX DU TCHAD ; UTILISATION DES METHODES STATISTIQUES. SCI. GÉOL. BULL. 26, P. 315-338.
- KARSENBERG D. & BRIDGE J.S., 2008. A THREE-DIMENSIONAL NUMERICAL MODEL OF SEDIMENT TRANSPORT, EROSION AND DEPOSITION WITHIN A NETWORK OF CHANNEL BELTS, FLOODPLAIN AND HILL SLOPE: EXTRINSIC AND INTRINSIC CONTROLS ON FLOODPLAIN DYNAMICS AND ALLUVIAL ARCHITECTURE. SEDIMENTOLOGY 55, ISSUE 6, P. 1717-1745.
- KELLY M., BLACK S., ROWAN J.S., 2000. A CALCRETE-BASED U/TH CHRONOLOGY FOR LANDFORM EVOLUTION IN THE SORBAS BASIN, SOUTHEAST SPAIN. QUATERNARY SCIENCE REVIEWS 19, P. 995-1010.
- KESSLER J. L., SOREGHAN G. S., & WACKER H. J. ,2001. EQUATORIAL ARIDITY IN WESTERN PANGAEA: LOWER PERMIAN LOESSITE AND DOLOMITIC PALEOSOLS IN NORTHEASTERN NEW MEXICO, USA. JOURNAL OF SEDIMENTARY RESEARCH 71, N° 5, P. 817-832.
- KHADKIKAR A.S., MERH S.S., MALIK J.N., CHAMYAL L.S., 1998. CALCRETES IN SEMI-ARID ALLUVIAL SYSTEMS: FORMATIVE PATHWAYS AND SINKS. SEDIMENTARY GEOLOGY 116, P. 251-260.
- KIMBERLEY M.M. ET HOLLAND H.D., 1992. INTRODUCTION TO PRECAMBRIAN WEATHERING AND PALEOSOLS. EARLY ORGANIC EVOLUTION, P. 9-15.
- KOTTEK M., GRIESER J., BECK C., RUDOLF B. & RUBEL F., 2006. WORLD MAP OF THE KÖPPEN-GEIGER CLIMATE CLASSIFICATION UPDATED. METEOROLOGISCHE ZEITSCHRIFT 15, N° 3, P. 259-263.
- KOTTEK M., GRIESER J., BECK C., RUDOLF B., RUBEL F., 2006. WORLD MAP OF THE KÖPPEN-GEIGER CLIMATE CLASSIFICATION UPDATED. METEOROLOGISCHE ZEITSCHRIFT 15, N° 3, P. 259-263.
- KOVDA, I. V. (1996). VERTISOLS: PATTERNS OF GEOGRAPHIC DISTRIBUTION, PEDOGENIC AGENTS AND FORECAST OF CHANGES. EURASIAN SOIL SCIENCE, 28(9), 34-46.

- KRASILNIKOV P.V., 2000. SOIL SCIENCE WITH BASICS OF GEOLOGY. A TEXTBOOK FOR STUDENTS OF FORESTRY DEPARTMENT (EN RUSSE). PETROZAVODSK STATE UNIVERSITY, PETROZAVODSK.
- KRAUS M. J. & ASLAN A., 1993. EOCENE HYDROMORPHIC PALEOSOLS; SIGNIFICANCE FOR INTERPRETING ANCIENT FLOODPLAIN PROCESSES. JOURNAL OF SEDIMENTARY RESEARCH, 63(3), 453-463.
- KRAUS M. J. & BROWN T. M., 1988. PEDOFACIES ANALYSIS; A NEW APPROACH TO RECONSTRUCTING ANCIENT FLUVIAL SEQUENCES. GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA SPECIAL PAPERS, 216, 143-152.
- KRAUS M. J., & HASIOTIS S. T., 2006. SIGNIFICANCE OF DIFFERENT MODES OF RHIZOLITH PRESERVATION TO INTERPRETING PALEOENVIRONMENTAL AND PALEOHYDROLOGIC SETTINGS: EXAMPLES FROM PALEOGENE PALEOSOLS, BIGHORN BASIN, WYOMING, USA. JOURNAL OF SEDIMENTARY RESEARCH 76, n° 4, p. 633-646.
- KRAUS M. J., 1997. LOWER EOCENE ALLUVIAL PALEOSOLS: PEDOGENIC DEVELOPMENT, STRATIGRAPHIC RELATIONSHIPS, AND PALEOSOL/LANDSCAPE ASSOCIATIONS. PALAEOGEOGRAPHY, PALAEOCLIMATOLOGY, PALAEOECOLOGY 129, n° 3, p. 387-406.
- KRAUS M., & RIGGINS S., 2007. TRANSIENT DRYING DURING THE PALEOCENE-EOCENE THERMAL MAXIMUM (PETM) : ANALYSIS OF PALEOSOLS IN THE BIGHORN BASIN, WYOMING. PALAEOGEOGRAPHY, PALAEOCLIMATOLOGY, PALAEOECOLOGY 245, p. 444-461.
- KRAUS M.J., 1999. PALEOSOLS IN CLASTIC SEDIMENTARY ROCKS: THEIR GEOLOGIC APPLICATIONS. EARTH SCI. REV. 47, p. 41-70.
- KRAUSS A. & JOHNSON A.E., 2002. ASSESSING SOIL POTASSIUM, CAN WE DO BETTER? 9TH INTERNATIONAL CONGRESS OF SOIL SCIENCE, FAISALABAD, PAKISTAN.
- KREZNOR W.R., OLSON K.R., BANWART W.L., JOHNSON D.L., 1989. SOIL, LANDSCAPE, AND EROSION RELATIONSHIPS IN A NORTHWEST ILLINOIS WATERSHED. SOIL SCIENCE SOCIETY OF AMERICA JOURNAL 53, n° 6, p. 1763-1771.
- LALAI D., 1986. NOUVELLES FAUNES DE RONGEURS DE LA FIN DU MIOCENE INFÉRIEUR EN PROVENÇE. IMPLICATIONS GEOLOGIQUES ET PALEOGEOGRAPHIQUES. PALAEOVERTEBRATA, MONTPELLIER, 16, 2, p. 77-126.
- LAMOUROUX M., 1971. LES SOLS FORMES SUR ROCHES CARBONATEES, LA PEDOGENESE FERSIALITIQUE. MÈM. ORSTOM 56, 314 PP.
- LAMOUROUX M., PAQUET H., PINTA M. & MILLOT G., 1968. NOTE PRELIMINAIRE SUR LES MINERAUX ARGILEUX DES ALTERATIONS ET DES SOLS MEDITERRANEENS DU LIBAN. BULL. SERV. CARTOG. GEOL. ALSACE LORAIN 20, n° 4, p. 277-292.
- LATORRE C., QUADE J., MCINSTOSH W.C., 1997. THE EXPANSION OF C4 GRASSES AND GLOBAL CHANGE IN THE LATE MIOCENE: STABLE ISOTOPE EVIDENCE FORM THE AMERICAS. EARTH AND PLANETARY SCIENCE LETTERS 146, p. 83-96.
- LAURIAT-RAGE A., BRÉBION P. & CAHUZAC B., 1993. DONNEES PALEONTOLOGIQUES SUR L'EVOLUTION DU CLIMAT, DU CHATTIEN A L'ACTUEL, SUR LA FAÇADE NORD-EST ATLANTIQUE. CIÊNCIAS DA TERRA (UNL), LISBOA, 12.
- LAVELLE P., 1988. EARTHWORM ACTIVITIES AND THE SOIL SYSTEM. BIOL. FERTIL SOILS 6, p. 237-251.
- LECOLLE P., 1983. RELATION ENTRE LES TENEURS EN 18O ET 13C DES TESTS DE GASTEROPODES TERRESTRES ET LE CLIMAT OCEANIQUE ET ALPIN. COMPTE RENDU DE L'ACADEMIE DES SCIENCES, PARIS 297, p. 863-866.
- LECOLLE P., 1985. THE OXYGEN COMPOSITION OF LANDSNAIL SHELLS AS A CLIMATIC INDICATOR: APPLICATION TO HYDROLOGY AND PALEOECOLOGY. CHEM. GEOLOGY 58, p. 157-181.
- LEE K.E., 1985. ERTHWORMS: THEIR ECOLOGY AND RELATIONSHIPS WITH SOILS AND LAND USE. ACADEMIC PRESS LONDON, NEW YORK.
- LEEDER M. R., 1975. PEDOGENIC CARBONATES AND FLOOD SEDIMENT ACCRETION RATES: A QUANTITATIVE MODEL FOR ALLUVIAL ARID-ZONE LITHOFACIES. GEOLOGICAL MAGAZINE 112 (03), p. 257-270.
- LEGARRETA L., ULIANA M.A., LAROTONDA C.A. & MECONI G.R., 1993. APPROACHES TO NONMARINE SEQUENCE STRATIGRAOHY-THEORETICAL MODELS AND EXAMPLES FROM AGENTINE BASINS. SUBSURFACE RESERVOIR CHARACTERIZATION FROM OUTCROP OBSERVATIONS. ESCHARD R. & DOLIGEZ B. (EDS.), TECHNIP, PARIS. p. 125-143.
- LEGENDRE S., LEVEQUE F., 1997. ETALONNAGE DE L'ECHELLE BIOCHRONOLOGIQUE MAMMALIENNE DU PALEOGENE D'EUROPE OCCIDENTALE : VERS UNE INTEGRATION A L'ECHELLE GLOBALE. IN : AGUILAR J.P., L.S.M.J. (EDS.), BIOCHROM'97. MEMOIRES ET TRAVAUX DE L'E.P.H.E., INSTITUT DE MONTPELLIER, p. 461-473.

- LEOPOLD L.B., WOLMAN M.G. & MILLER J.P., 1964. FLUVIAL PROCESS IN GEOMORPHOLOGY. FREEMAN, SAN FRANCISCO, CALIFORNIA, 522 P.
- LI C., CHEN Q., ZHANG J., YANG S., FAN D., 2000. STRATIGRAPHY AND PALEOENVIRONMENTAL CHANGES IN THE YANGTZE DELTA DURING THE LATE QUATERNARY. JOURNAL OF ASIAN EARTH SCIENCES 18, p. 435-469.
- LI Y.H., 2000. A COMPENDIUM OF GEOCHEMISTRY. PRINCETON UNIVERSITY PRESS, PRINCETON, 475 P.
- LICHT A., 2013. PALEODRAINAGE, PALEOENVIRONNEMENTS ET PALEOCLIMATS DE L'Eocene BIRMAN : IMPLICATIONS SUR L'ORIGINE ET L'EVOLUTION PRECOCE DES ANTHROPOIDES ASIATIQUES. THESE DE L'UNIVERSITE DE POITIERS, 276 P.
- LICHT A., COJAN I., CANER L., SOE A.N., JAEGER J.J., FRANCE-LANORD C., 2014. ROLE OF PERMEABILITY BARRIERS IN ALLUVIAL HYDROMORPHIC PALAEOSOLS: THE EOCENE PONDAUNG FORMATION, MYANMAR. SEDIMENTOLOGY 61, ISSUE 2, P. 362-382.
- LICKORISH W., & FORD M., 1998. SEQUENTIAL RESTORATION OF THE SOUTHERN SUBALPINE CHAIN, SE FRANCE: IMPLICATIONS FOR LATE ALPINE TECTONICS. GEOL. SOC. LONDON SPEC. PUBL. 134, P. 189-211.
- LIU B., LIU C.Q., ZHANG G., ZHAO Z.Q., LI S.L., HU J., DING H., LANG Y.C., LI D.X., 2013. CHEMICAL WEATHERING UNDER MID- TO COOL TEMPERATE AND MONSOON-CONTROLLED CLIMATE: A STUDY ON WATER GEOCHEMISTRY OF THE SONGHUAJIANG RIVER SYSTEM, NORTHEAST CHINA. APPLIED GEOCHEMISTRY 31, P.265-278.
- LIU Z., WANG H., HANTORO W.S., SATHIAMURTHY E., COLIN C., ZHAO Y., LI J., 2012. CLIMATIC AND TECTONIC CONTROLS ON CHEMICAL WEATHERING IN TROPICAL SOUTHEAST ASIA (MALAY PENINSULA, BORNEO AND SUMATRA). CHEM. GEOL. 291, P.1-12.
- LONGINELLI A., 1984. OXYGEN ISOTOPES IN MAMMAL BONE PHOSPHATE: A NEW TOOL FOR PALEOHYDROLOGICAL AND PALEOCLIMATICAL RESEARCH. GEOCHIMICA ET COSMOCHIMICA ACTA 48, P. 385-390.
- LONGINELLI A., LACUMIN P., DAVANZO S., NIKOLAEV V., 2003. MODERN REINDEER AND MICE: REVISED PHOSPHATE-WATER ISOTOPE EQUATIONS. EARTH AND PLANETARY SCIENCE LETTERS 214, P. 491-498.
- LOPEZ S., COJAN I. & RENARD M., 2000. CORRELATIONS CHIMIOSTRATIGRAPHIQUES ENTRE DOMAINES MARIN ET CONTINENTAL: APPLICATION A UNE SERIE DU MIOCENE INFERIEUR (BEYNES-CHATEAUREDON, ALPES DE HAUTE-PROVENCE, FRANCE). EARTH AND PLANETARY SCIENCES 330, P. 837-843.
- LUZ B. ET KOLODNY Y., 1985. OXYGEN VARIATIONS IN PHOSPHATE OF BIOGENIC APATITES, IV. MAMMAL TEETH AND BONES. EARTH AND PLANETARY SCIENCE LETTERS 75, P. 29-36.
- LUZ B., KOLODNY Y., HOROWITZ M., 1984. FRACTIONATION OF OXYGEN ISOTOPES BETWEEN MAMMALIAN BONE-PHOSPHATE AND ENVIRONMENTAL DRINKING WATER. GEOCHIMICA ET COSMOCHIMICA ACTA 48, P. 1689-1693.
- MACEDO J. & BRYANT R.B., 1987. MORPHOLOGY, MINERALOGY AND GENESIS OF A HYDROSEQUENCE OF OXYSOLS IN BRAZIL. SOIL SCI. AMERICAN J. 51, P. 690-698.
- MACHETTE M.N., 1985. CALCIC SOILS OF THE SOUTHWESTERN UNITED STATES. IN: WEIDE D.L. (ED.) SOILS AND QUATERNARY GEOLOGY OF THE SOUTHWESTERN UNITED STATES. GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA SPECIAL PAPERS 203, P. 1-21.
- MACK G.H. & JAMES W.C., 1994. PALEOCLIMATE AND THE GLOBAL DISTRIBUTION OF PALEOSOLS. THE JOURNAL OF GEOLOGY 102, N°3, P. 360-366.
- MACK G.H., JAMES W.C. ET MONGER H.C., 1993. CLASSIFICATION OF PALEOSOLS. GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA BULLETIN 105, N°2, P. 129-136.
- MACVICAR C.N., 1977. SOIL CLASSIFICATION : A BINOMIAL SYSTEM FOR SOUTH AFRICA. 160 P.
- MARBUT C.F., 1935. ATLAS OF AMERICAN AGRICULTURE. PART III, SOILS OF THE UNITED STATES. UNITED STATES OF AGRICULTURE DEPARTEMENT ADVANCE SHEETS 8. WASHINGTON (D.C.). US GOVERNMENT PRINTING OFFICE.
- MARRIOTT S.B. & WRIGHT V.P., 1993. PALEOSOLS AS INDICATORS OF GEOMORPHIC STABILITY IN TWO OLD RED SANDSTONES ALLUVIAL SUITES, SOUTH WALES. JOURNAL OF THE GEOLOGICAL SOCIETY OF LONDON 150, P. 1109-1120.
- MARTINEZ-CASASNOVAS, J., PUJOL, M., MARAGARIT I LOPEZ, J., MONNER I CATALA, A., RUBIES I FERNANDES, C., FERRERES I SEBASTIA, C., ET AL. (2010). MAPAS DE SOLS 1:25 000. CASTELLDANS. INSTITUT GEOLOGIC DE CATALUNYA .

- MARTINIUS A.W., 2000. LABYRINTH FACIES ARCHITECTURE OF THE TORTOLA FLUVIAL SYSTEM AND CONTROLS ON DEPOSITION (LATE OLIGOCENE-EARLY MIOCENE, LORANCA BASIN, SPAIN). *JOURNAL OF SEDIMENTARY RESEARCH* 70, p. 850-867.
- MAYNARD J.B., 1992. THE CHEMISTRY OF MODERN SOILS AS A GUIDE TO INTERPRETING PRECAMBRIAN PALEOSOLS. *THE JOURNAL OF GEOLOGY* 100, n°3, p. 279-299.
- MC KEAGUE J., DE CONINCK F., FRANZMEIER D., 1983. SPodosols, WILDING ET AL. (EDS), p. 217-252.
- McFADDEN L/D/, WELLS S.G., DOHRENWEND J.C., 1986. INFLUENCES OF QUATERNARY CLIMATIC CHANGES ON PROCESSES OF SOIL DEVELOPMENT ON DESERT LOESS DEPOSITS OF THE CIMA VOLCANIC FIELD, CALIFORNIA. *CATENA* 13, p. 361-389.
- McFARLANE, M.J., 1983. A LOW LEVEL LATERITE PROFILE FROM UGANDA AND ITS RELEVANCE TO THE QUESTION OF PARENT MATERIAL INFLUENCE ON THE CHEMICAL COMPOSITION OF LATERITES. *GEOLOGICAL SOCIETY, LONDON, SPECIAL PUBLICATIONS*, VOL. 11, p. 69-76.
- MEIN P., 1990. UPDATING OF MN ZONES. IN: E.H. LINDSAY, V. FAHLBUSCH AND P. MEIN, EDS., *EUROPEAN NEOGENE MAMMAL CHRONOLOGY*. NATO ASI SERIES A: LIF SCIENCES 180, PLENUM PRESS, NEW YORK, p. 73-90.
- MEIN, P., 1999. EUROPEAN MIOCENE MAMMAL BIOCHRONOLOGY. *THE MIOCENE LAND MAMMALS OF EUROPE*, G.E. ROSSNER & K. HEISSIG (EDS.), VERLAG DR. FRIEDRICH PFEIL, MUNICH, p. 25-38.
- MERCIER H., 1978. LE NEOGENE ET PLEISTOCENE INFERIEUR DURANCIENS. *THESE DE L'UNIVERSITE DE GRENOBLE*, p. 398.
- MEULENKAMP J.E., SISSINGH W., 2003. TERTIARY PALEOGEOGRAPHY AND TECTONOSTRATIGRAPHIC EVOLUTION OF THE NORTHERN AND SOUTHERN PERI-TETHYS PLATFORMS AND THE INTERMEDIATE DOMAINS OF THE AFRICAN-EURASIAN CONVERGENT PLATE BOUNDARY ZONE. *PALAEOGEOGRAPHY, PALAEOCLIMATOLOGIE, PALAEOECOLOGY* 196, p. 209-228.
- MIALL A.D., 2000. *PRINCIPLES OF SEDIMENTARY BASIN ANALYSIS*, 3RD EDITION. SPRINGER (EDS.), 616 P.
- MIALL A.D., 2006. *THE GEOLOGY OF FLUVIAL DEPOSITS*. SPRINGER-VERLAG BERLIN HEIDELBERG.
- MILLER E.K., BLUM J.D., FRIEDLAND A.J., 1993. DETERMINATION OF SOIL EXCHANGEABLE-CATION LOSS AND WEATHERING RATES USING SR ISOTOPES. *NATURE* 362, p. 438-441.
- MILLER K. G., & FAIRBANKS R. G., 1985. OLIGOCENE TO MIOCENE CARBON ISOTOPE CYCLES AND ABYSSAL CIRCULATION CHANGES. *GEOPHYSICAL MONOGRAPH SERIES* 32, p. 469-486.
- MILLER K. G., WRIGHT J. D. & BROWNING J. V., 2005. VISIONS OF ICE SHEETS IN A GREENHOUSE WORLD. *MARINE GEOLOGY* 217, n° 3, p. 215-231.
- MILLER K.G., FAIRBANKS R.G., ET MOUTAIN G.S., 1987. TERTIARY OXYGEN ISOTOPE SYNTHESIS, SEA LEVEL HISTORY, AND CONTINENTAL MARGIN EROSION. *PALEOCEANOGRAPHY* 2, n°1, p. 1-19.
- MILLER K.G., WRIGHT J.D., FAIRBANKS R.G., 1991. UNLOCKING THE ICE HOUSE: OLIGOCENE-MIOCENE OXYGEN ISOTOPES, EUSTASY AND MARGIN EROSION. *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH* 96 B4, p.6829-6848.
- MILLOT G., 1964. *GÉOLOGIE DES ARGILES: ALTÉRATIONS, SÉDIMENTOLOGIE, GÉOCHIMIE*. EDITIONS MASSON, PARIS. 499 P.
- MILLOT R., GAILLARDET J., DUPRÉ B., ALLÈGRE C.J., 2003. NORTHERN LATITUDE CHEMICAL WEATHERING RATES: CLUES FROM THE MACKENZIE RIVER BASIN, CANADA. *GEOCHIMICA COSMOCHIMICA ACTA* 67, p.1305-1329.
- MILNE G., 1935. SOME SUGGESTED UNITS OF CLASSIFICATION AND MAPPING FOR EAST AFRICAN SOILS. *SOIL RES.* 4, p. 183-198.
- MILNE G., 1936A. A PROVISIONAL SOIL MAP OF EAST AFRICA, p. 34. IN *EAST AFRICAN AGRICULTURE RESEARCH STATION. AMANI MEMOIRS, TANGANYIKA TERRITORY*.
- MILNE G., 1936B. NORMAL EROSION AS A FACTOR IN SOIL PROFILE DEVELOPMENT. *NATURE* 138, p. 548-541.
- MONGER H.C. & RACHAL D.M., 2013. SOIL AND LANDSCAPE MEMORY OF CLIMATE CHANGE - HOW SENSITIVE, HOW CONNECTED? *NEW FRONTIERS IN PALEOPEDOLOGY AND TERRESTRIAL PALEOCLIMATOLOGY*, SEPM SPECIAL PUBLICATION 104, p. 63-69.

- MORGAN M.E., KINGSTON J.D. ET MARINO B.D., 1994. CARBON ISOTOPIC EVIDENCE FOR THE EMERGENCE OF C4 PLANTS IN THE NEOGENE FROM PAKISTAN AND KENYA. *NATURE* 367, p. 162-165.
- MORRISON R.B., 1978. QUATERNARY SOIL STRATIGRAPHY – CONCEPTS, METHODS AND PROBLEMS. IN *QUATERNARY SOILS*, W.C. MAHANEY (ED.), p. 77-108.
- MOSBRUGGER V. & UTESCHER T., 1997. THE COEXISTENCE APPROACH-A METHOD FOR QUANTITATIVE RECONSTRUCTIONS OF TERTIARY TERRESTRIAL PALAEOCLIMATE DATA USING PLANT FOSSILS. *PALAEOGEOGRAPHY, PALAEOCLIMATOLOGY, PALEOECOLOGY* 134, p. 61-86.
- MOSBRUGGER V., UTESCHER T. ET DILCHER D.L., 2005. CENOZOIC CONTINENTAL CLIMATIC EVOLUTION OF CENTRAL EUROPE. *PUBLICATIONS OF THE NATIONAL ACADEMY OF SCIENCES OF THE USA* 42, 102, p. 14964-14969.
- MUCKENHAUSEN E., 1962. THE SOIL CLASSIFICATION SYSTEM OF THE FEDERAL REPUBLIC OF GERMANY. *INTERN. JOINT MEETING COM. IV AND V, NEW ZEALAND*, p. 377-387.
- MUHS D. R., AGER T. A., SKIPP G., BEANN J., BUDAHN J., & MCGEEHIN J. P., 2008A. PALEOCLIMATIC SIGNIFICANCE OF CHEMICAL WEATHERING IN LOESS-DERIVED PALEOSOLS OF SUBARCTIC CENTRAL ALASKA. *ARCTIC. ANTARCTIC AND ALPINE RESEARCH*, 40, n° 2, p. 396-411.
- MUHS D. R., BUDAHN J. R., JOHNSON D. L., REHEIS M., BEANN J., SKIPP G., FISHER E. & JONES J. A., 2008B. GEOCHEMICAL EVIDENCE FOR AIRBORNE DUST ADDITIONS TO SOILS IN CHANNEL ISLANDS NATIONAL PARK, CALIFORNIA. *GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA BULLETIN* 120, n° 1-2, p. 106-126.
- MUHS D. R., BUDAHN J. R., PROSPERO J. M., SKIPP G. & HERWITZ S. R., 2012. SOIL GENESIS ON THE ISLAND OF BERMUDA IN THE QUATERNARY: THE IMPORTANCE OF AFRICAN DUST TRANSPORT AND DEPOSITION. *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH: EARTH SURFACE* 117 (F3), 26 p.
- MULUGETA D., BEYENE S., 2010. CHARACTERIZATION AND CLASSIFICATION OF SOILS ALONG TOPOSEQUENCE IN KINDO KOYE WATERSHED IN SOUTHERN ETHIOPIA. *EAST. AFR. J. SCI.* 4, n° 2, p. 65-77.
- MUÑOZ A., RAMOS A., SANCHEZ-MOYA Y. & SOPEÑA A., 1992. EVOLVING FLUVIAL ARCHITECTURE DURING A MARINE TRANSGRESSION: UPPER BUNTSANDSTEIN, TRIASSIC, CENTRAL SPAIN. *SEDIMENTARY GEOLOGY* 75, n° 3, p. 257-281.
- MURPHY M.A., 1994. FOSSILS AS A BASIS FOR CHRONOSTRATIGRAPHIC INTERPRETATION. *N. JB. GEOLOGICAL PALÄONTOLOGISCHE ABHANDLUNGEN* 192, n° 2, p. 255-271.
- NADON G.C. & ISSLER D.R., 1997. THE COMPACTION OF FLOODPLAIN SEDIMENTS: TIMING, MAGNITUDE AND IMPLICATIONS. *GEOSCIENCE CANADA* 24, p. 37-43.
- NAISH T. R., WOOLFE K. J., BARRETT P. J. ET AL., 2001. ORBITALLY INDUCED OSCILLATIONS IN THE EAST ANTARCTIC ICE SHEET AT THE OLIGOCENE/MIOCENE BOUNDARY. *NATURE* 413 (6857), p. 719-723.
- NANSON G.C. & CROKE J.C., 1992. A GENETIC CLASSIFICATION OF FLOODPLAIN. *GEOMORPHOLOGY* 4, p. 459-486.
- NAVARRO N., LECUYER C., MONTUIRE S., LANGLOIS C., MARTINEAU F., 2004. OXYGEN ISOTOPE COMPOSITIONS OF PHOSPHATE FROM ARVICOLINE TEETH: A CONTINENTAL PROXY FOR QUATERNARY CLIMATIC CHANGES, GIGNY, FRENCH JURA. *QUATERNARY RESEARCH* 62, p. 172-182.
- NESBITT, H., & YOUNG, G., 1982. EARLY PROTEROZOIC CLIMATES AND PLATE MOTIONS INFERRED FROM MAJOR ELEMENT CHEMISTRY OF LUTITES. *NATURE* 299, p. 715-717.
- NETTLETON W.D., BRASHER B.R., BENHAM E.C. & AHRENS R.J., 1998. A CLASSIFICATION SYSTEM FOR BURIED PALEOSOLS. *QUATERNARY INTERNATIONAL* 51-52, p. 175-183.
- NICOLAU J.M., SOLÉ-BENET A., PUIGDEFABREGAS J., GUTIÉRREZ L., 1996. EFFECTS OF SOIL AND VEGETATION ON RUNOFF ALONG A CATENA IN SEMI-ARID SPAIN. *GEOMORPHOLOGY* 14, p. 297-309.
- NINYEROLA M., PONS X. & ROURE J., 2005. ATLAS CLIMÁTICO DIGITAL DE LA PENÍNSULA IBÉRICA. METODOLOGÍA Y APLICACIONES EN BIOCLIMATOLOGÍA Y GEOBOTÁNICA. UNIVERSIDAD AUTONOMA DE BARCELONA, BELLATERRA, ISBN 932860-8-7.
- NORDT L. & DRIESE S., 2010. NEW WEATHERING INDEX IMPROVES PALEORAINFALL ESTIMATES FROM VERTISOLS. *GEOLOGY* 38, p. 407-410.

- NORRANT C. & DOUGUÉDROIT A., 2006. MONTHLY AND DAILY PRECIPITATION TRENDS IN THE MEDITERRANEAN (1950–2000). THEORETICAL AND APPLIED CLIMATOLOGY 83 (1-4), p. 89-106.
- O'BRIEN B.J., STOUT J.D., 1978. MOVEMENT AND TURNOVER OF SOIL ORGANIC MATTER AS INDICATED BY CARBONE ISOTOPE MEASUREMENTS. SOIL BIOL. BIOCHEM. 10, p. 309-317.
- O'LEARY M.H., 1988. CARBON ISOTOPES IN PHOTOSYNTHESIS. BIOSCIENCE 38, N° 5, p. 328-336.
- OHMOTO, H., 1996. EVIDENCE IN PRE-2.2 GA PALEOSOLS FOR THE EARLY EVOLUTION OF ATMOSPHERIC OXYGEN AND TERRESTRIAL BIOTA. GEOLOGY, 24, N° 12, p. 1135-1138.
- OLSON C.G. ET NETTLETON W.D., 1998. PALEOSOLS AND THE EFFECT OF ALTERATION. QUATERNARY INTERNATIONAL 51/52, p. 185-194.
- ORTEGA-GUERRERO B., SEDOV S., SOLLEIRO-REBOLLEDO E., & SOLER A., 2004. MAGNETIC MINERALOGY IN BARRANCA TALPAN EXPOSURE PALEOSOLS, TLAXCALA, MEXICO. REVISTA MEXICANA DE CIENCIAS GEOLÓGICAS, 21, N° 1, p. 120-132.
- ORTIZ I., SIMON M., DORRONSORO C., MARTIN F., GARCIA I., 2002. SOIL EVOLUTION OVER THE QUATERNARY PERIOD IN A MEDITERRANEAN CLIMATE (SE SPAIN). CATENA 48, p. 131-148.
- OUDIN A., 1937. CLASSIFICATION PEDOLOGIQUE ET CARTOGRAPHIE DES SOLS DE FRANCE. ETUDES ACTUELLEMENT RÉALISÉES. C.R. ACAD. AGRIC. FR. 23, p. 415-423.
- PAGANI M., 2002. THE ALKENONE-CO₂ PROXY AND ANCIENT ATMOSPHERIC CARBON DIOXIDE. PHILOSOPHICAL TRANSACTIONS OF THE ROYAL SOCIETY OF LONDON. SERIES A: MATHEMATICAL, PHYSICAL AND ENGINEERING SCIENCES 360 (1793), p. 609-632.
- PAGANI M., ARTHUR M. A. & FREEMAN K. H., 1999. MIOCENE EVOLUTION OF ATMOSPHERIC CARBON DIOXIDE. PALEOCEANOGRAPHY 14, N° 3, p. 273-292.
- PAGANI M., ARTHUR M.A. & FREEMAN K.H., 1999. MIOCENE EVOLUTION OF ATMOSPHERIC CARBON DIOXIDE. PALEOCEANOGRAPHY 14, N° 3, p. 273-292.
- PAIS J., 1981. CONTRIBUIÇÃO PARA O CONHECIMENTO DA VEGETAÇÃO MIOCENICA DA PARTE OCCIDENTAL DA BACIA DO TEJO. PHD THESIS UNIV. NOVA LISBOA, PORTUGAL.
- PAIS J., 1986. EVOLUTION DE LA VEGETATION ET DU CLIMAT PENDANT LE MIOCENE AU PORTUGAL. CIENCAS DA TERRA (UNL), N° 8, p. 179-191.
- PARKER A., 1970. AN INDEX OF WEATHERING FOR SILICATE ROCKS. GEOLOGICAL MAGAZINE 107, p. 501-504.
- PASSEY B.H., LEVIN N.E., CERLING T.E., BROWN F.H. ET EILER J.M., 2010. HIGH-TEMPERATURE ENVIRONMENTS OF HUMAN EVOLUTION IN EAST AFRICA BASED ON BOND ORDERING IN PALEOSOL CARBONATES. PNAS 107, N°25, p. 11245-11249.
- PEARCY, R. W., & EHLENGER, J. (1984). COMPARATIVE ECOPHYSIOLOGY OF C₃ AND C₄ PLANTS. PLANT, CELL & ENVIRONMENT 7, N° 1, p. 1-13.
- PEDRO G., 1964. CONTRIBUTION A L'ETUDE EXPERIMENTALE DE L'ALTERATION GEOCHIMIQUE DES ROCHES CRISTALLINES. THESE PARIS, ANN. AGRO., 456 p.
- PEDRO G., 1982. THE CONDITIONS OF FORMATION OF SECONDARY CONSTITUENTS. IN: CONSTITUENTS AND PROPERTIES OF SOILS, BONNEAU M. & SOUCHIER B. (EDS), ACADEMIC PRESS, LONDON.
- PEDRO G., 1993. GEOCHIMIE, MINERALOGIE ET ORGANISATION DES SOLS. CAH. ORSTOM, SER. PÉDOL., VOL. XXIII, N° 3, p. 169-186.
- PEKAR S.F. ET DECONTO R.M., 2006, HIGH-RESOLUTION ICE-VOLUME ESTIMATES FOR THE EARLY MIOCENE: EVIDENCE FOR A DYNAMIC ICE SHEET IN ANTARCTICA. PALAEOGEOGRAPHY, PALAEOCLIMATOLOGY, PALAEOECOLOGY 231, p.101-109.
- PENNOCK D.J. & ACTON D.F., 1989. HYDROLOGICAL AND SEDIMENTOLOGICAL EVOLUTION ON BOROLL CATENAS, CENTRAL SSKATCHEWAN. SOIL SCI. SOC. AM. J. 53, p. 904-910.

- PE-PIPER G., DOLANSKY L., & PIPER D. J., 2005. SEDIMENTARY ENVIRONMENT AND DIAGENESIS OF THE LOWER CRETACEOUS CHASWOOD FORMATION, SOUTHEASTERN CANADA: THE ORIGIN OF KAOLIN-RICH MUDSTONES. *SEDIMENTARY GEOLOGY* 178, n° 1, p. 75-97.
- PEREZ-RIVARES F.J., GARCÉS M., ARENAS C. & PARDO G., 2002. MAGNETOCRONOLOGIA DE LA SUCESSION MIOCENA DE LA SIERRA DE ALCUBIERRE (SECTOR CENTRAL DE LA CUENCA DEL EBRO). *REV. SOC. GEOL. ESPAÑA* 15, p. 217-231.
- PETERS N.A., HUNTINGTON K.W., HOKE G.D., 2012. HOT OR NOT? IMPACT OF SEASONALLY VARIABLE SOIL CARBONATE FORMATION ON PALEOTEMPERATURE AND O-ISOTOPE RECORD FROM CLUMPED ISOTOPE THERMOMETRY. *EARTH AND PLANETARY SCIENCE LETTERS* 361, p. 208-218.
- PETIT, J. R., JOUZEL, J., RAYNAUD, D., BARKOV, N. I., BARNOLA, J. M., BASILE, I., ... & STIEVENARD, M. (1999). CLIMATE AND ATMOSPHERIC HISTORY OF THE PAST 420,000 YEARS FROM THE VOSTOK ICE CORE, ANTARCTICA. *NATURE* 399 (6735), p. 429-436.
- PEWE R.L., PEWE E.A., PEWE R.H., JOURNAUX A., SLATT R.M., 1981. DESERT DUST : CHARACTERISTICS AND RATES OF DEPOSITION IN CENTRAL ARIZONA. IN PEWE T.L. (ED.), *DESERT DUST: ORIGIN, CHARACTERISTICS, AND EFFECT ON MAN*. GEOL. SOC. AM. SPEC. PAP. 186, p. 169-190.
- PIMENTEL N.L., WRIGHT V.P., AZEVEDO T.M., 1996. DISTINGUISHING EARLY GROUNDWATER ALTERATION EFFECTS FROM PEDOGENESIS IN ANCIENT ALLUVIAL BASINS: EXAMPLE FROM THE PALAEOGENE OF PORTUGAL. *SEDIMENTARY GEOLOGY* 105, p. 1-10.
- PLATT N.H. & KELLER B., 1992. DISTAL ALLUVIAL DEPOSITS IN A FORELAND BASIN SETTING – THE LOWER FRESHWATER MOLASSE (LOWER MIOCENE), SWITZERLAND: SEDIMENTOLOGY, ARCHITECTURE AND PALAEOOLS. *SEDIMENTOLOGY* 39, p. 545-565.
- POHLEN I.J., 1962. SOIL CLASSIFICATION IN NEW ZEALAND, JOINT MEETING COM. IV AND V, NEW ZEALAND, p. 440-452.
- POSTIGO-MIJARRA J.M., BARRON E., GOMEZ MANZANEQUE F.G. & MORLA C., 2009. FLORISTIC CHANGES IN THE IBERIAN PENINSULA AND BALEARIC ISLANDS (SOUTH-WEST EUROPE) DURING THE CENOZOIC. *JOURNAL OF BIOGEOGRAPHY* 36, n° 11, p. 2025-2043.
- PROCHNOW, S., NORDT, L., ATCHLEY, S., & HUDEC, M., 2006. MULTI-PROXY PALEOSOL EVIDENCE FOR MIDDLE AND LATE TRIASSIC TRENDS IN EASTERN UTAH. *PALAEOGEOGRAPHY, PALAEOCLIMATOLOGY, PALAEOECOLOGY* 232, p. 53-72.
- QUADE J. & CERLING T.E., 2007. CARBONATE STABLE ISOTOPES: NON-LACUSTRINE TERRESTRIAL STUDIES. IN : S.E. ELIAS (ED.), *ENCYCLOPEDIA OF QUATERNARY SCIENCE*, ELSEVIER, AMSTERDAM, p. 339-351.
- QUADE J., CERLING T.E. ET BOWMAN J.R., 1989. SYSTEMATIC VARIATIONS IN THE CARBON AND OXYGEN ISOTOPIC COMPOSITION OF PEDOGENIC CARBONATE ALONG ELEVATION TRANSECTS IN THE SOUTHERN GREAT BASIN, UNITED STATES. *GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA BULLETIN* 101, p. 464-475.
- QUADE J., EILER J.M., DAERON M., ACHYUTHAN H., 2013. THE CLUMPED ISOTOPE GEOTHERMOMETER IN SOIL AND PALEOSOL CARBONATE. *GEOCHIMICA ET COSMOCHIMICA ACTA* 105, p. 92-107.
- QUAST A., HOEFS J., PAUL J., 2006. PEDOGENIC CARBONATES AS A PROXY FOR PALAEO-CO₂ IN THE PALEOZOIC ATMOSPHERE. *PALAEOGEOGRAPHY, PALAEOCLIMATOLOGY, PALAEOECOLOGY* 242, p. 110-125.
- RASMUSSEN C. & TABOR N. J., 2007. APPLYING A QUANTITATIVE PEDOGENIC ENERGY MODEL ACROSS A RANGE OF ENVIRONMENTAL GRADIENTS. *SOIL SCIENCE SOCIETY OF AMERICA JOURNAL* 71, n° 6, p. 1719-1729.
- RASSAM D.W., FELLOWS C.S., DEHAYR R., HUNTER H., BLOESCH P., 2006. THE HYDROLOGY OF RIPARIAN BUFFER ZONES; TWO CASE STUDIES IN AN EPHEMERAL AND A PERENNIAL STREAM. *J. HYDROL.* 325, p. 308-324.
- READ J.F., 1974. CALCRETE DEPOSITS AND QUATERNARY SEDIMENTS, EDEL PROVINCE, SHARK BAY, WESTERN AUSTRALIA. *AM. ASSOC. PET. GEOL., MEM.* 22, p. 250-282.
- RETAILLACK G.J., 1990. *SOILS OF THE PAST*. UNWIN-HYMAN, LONDRES, 520 pp.
- RETAILLACK G.J., 1991. *MIOCENE PALEOSOLS AND APE HABITAT IN PAKISTAN AND KENYA*. NEW YORK, OXFORD UNIVERSITY PRESS, 246 pp.
- RETAILLACK G.J., 1992A. A NEW COMPILATION OF DEPTH TO CALCIC HORIZON IN SOILS FOR INTERPRETING FORMER RAINFALL FROM PALEOSOLS. *GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA* 24, p. A227.

- RETALLACK G.J., 1992B. HOW TO FIND A PRECAMBRIAN PALEOSOL. IN: EARLY ORGANIC EVOLUTION, SPRINGER BERLIN HEIDELBERG., P. 16-30.
- RETALLACK G.J., 1994. THE ENVIRONMENTAL FACTOR APPROACH TO THE INTERPRETATION OF PALEOSOLS. IN: AMUNDSON R. ET AL (EDS.), FACTOR OF SOIL FORMATION: A FIFTIETH ANNIVERSARY RETROSPECTIVE, SOIL SCIENCE SOCIETY OF AMERICA SPECIAL PUBLICATION 33, P. 31-61.
- RETALLACK G.J., 1997. A COLOUR GUIDE TO PALEOSOLS. CHICHESTER, WILEY, 175 P.
- RETALLACK G.J., 1998. ADAPTING SOIL TAXONOMY FOR USE WITH PALEOSOLS. QUATERNARY INTERNATIONAL 51/52, P. 55-79.
- RETALLACK G. J., 2001. SOILS OF THE PAST: AN INTRODUCTION TO PALEOPEDOLOGY. WILEY-BLACKWELL (EDS.), 512 P.
- RETALLACK G.J., 2005 A, PEDOGENIC CARBONATE PROXY FOR AMOUNT AND SEASONALITY OF PRECIPITATIONS IN PALEOSOLS. GEOLOGY 33, N°4, P. 333-336.
- RETALLACK G.J., 2007. CENOZOIC PALEOCLIMATE ON LAND IN NORTH AMERICA. JOURNAL OF GEOLOGY 115, P. 271-294.
- RETALLACK G.J., 2009. REFINING A PEDOGENIC-CARBONATE CO₂ PALEOBAROMETER TO QUANTIFY A MIDDLE MIOCENE GREENHOUSE SPIKE. PALAEOGEOGRAPHY, PALAEOCLIMATOLOGY, PALAEOECOLOGY 281, P. 57-65.
- RETALLACK G.J., GRANDSTAFF D., KIMBERLEZ M., 1984. THE PROMISE AND PROBLEMS OF PRECAMBRIAN PALEOSOLS. EPISODES 7, N° 2, P. 8-12.
- RETALLACK J.G., 1984. COMPLETENESS OF THE ROCK AND FOSSIL RECORD: SOME ESTIMATES USING FOSSIL SOILS. PALEOBIOLOGY 10, N°1, P. 59-78.
- RETALLACK, G.J., 2005 B. EARLIEST TRIASSIC CLAYSTONE BRECCIAS AND SOIL EROSION CRISIS. JOURNAL OF SEDIMENTARY RESEARCH 75, P. 679-695.
- RIEBE C.S., KIRCHNER J.W., GRANGER D.E., FINKEL R.C., 2001. STRONG TECTONIC AND WEAK CLIMATIC CONTROL OF LONG-TERM CHEMICAL WEATHERING RATES. GEOLOGY 29, P. 511.
- ROIRO P., FERRER J., LINAN E., RUBIO C., DIEZ J.B., POPESCU S. ET SUC J.P., 1999. LES FLORES DU BASSIN LACUSTRE DE RUBIELOS DE MORA, NOUVELLES DONNEES SUR LES CONDITIONS CLIMATIQUES AU MIOCENE INFERIEUR DANS LA REGION DE TERUEL (ESPAGNE). EARTH AND PLANETARY SCIENCES 329, P. 897-904.
- ROMANEK C.S., GROSSMAN E.L., & MORSE J. W., 1992. CARBON ISOTOPIC FRACTIONATION IN SYNTHETIC ARAGONITE AND CALCITE: EFFECTS OF TEMPERATURE AND PRECIPITATION RATE. GEOCHIMICA ET COSMOCHIMICA ACTA 56, N° 1, P. 419-430.
- ROSSINSKY V. & SWART P., 1993. INFLUENCE OF CLIMATE ON THE FORMATION AND ISOTOPIC COMPOSITION OF CALCRETES. GEOPHYSICAL MONOGRAPH 78, P. 67-75.
- ROURE F., BRUN J., COLETTA B. & VAN DEN DRIESSCHE J., 1992. GEOMETRY AND KINEMATICS OF EXTENSIONAL STRUCTURES IN THE ALPINE FORELAND OF SOUTHEASTERN FRANCE. JOURNAL OF STRUCTURAL GEOLOGY 14, P. 503-519.
- ROWLEY D. & GARZIONE C.N., 2007. STABLE ISOTOPE-BASED PALEOALTIMETRY. ANNU. REV. EARTH PLANET. SCI. 35, P. 463-508.
- ROZANSKI R., ARAGUAS L. & GONFIANTINI R., 1992. RELATION BETWEEN LONG-TERM TRENDS OF OXYGEN-18 ISOTOPE COMPOSITION OF PRECIPITATION AND CLIMATE. SCIENCE 258, P. 981-984.
- ROZANSKI R., JOHNSEN S.J., SCHOTTERER U. & THOMPSON L.G., 1997. RECONSTRUCTION OF PAST CLIMATES FROM STABLE ISOTOPE RECORDS OF PALAEO-PRECIPITATION PRESERVED IN CONTINENTAL ARCHIVES. HYDROLOGICAL SCIENCES JOURNAL 42, N° 5, P. 725-745.
- ROZOV N.N., IVANOVA Y.N., 1967. CLASSIFICATION OF THE SOILS OF U.S.S.R. SOV. SOIL SCI., P.147-153.
- RUELLAN A., 1984. IN : AFES, LIVRE JUBILAIRE DU CINQUANTENAIRE. 346 PP.
- RUHE R.V., 1956. GEOMORPHIC SURFACE AND THE NATURE OF SOILS. SOIL SCIENCE 82, P. 441-445.
- SCHHELLMANN, W., 1994. GEOCHEMICAL DIFFERENTIATION IN LATERITE AND BAUXITE FORMATION. CATENA 21, ISSUE 2-3, P. 131-143.

- SCHULER & SITTLER, 1976. DONNEES PALEOCLIMATIQUES A L'AUBE DES TEMPS NEOGENES EN HAUTE-PROVENCE (FRANCE). GEOLOGIE MEDITERRANEE, III, P. 155-160.
- SCHULER M., FARJANEL G., GEISSERT F., ROSSI P., FERRANDINI M., FERRANDINI J., 2002. PALYNOLOGIE, BIOSTRATIGRAPHIE ET PALEOENVIRONNEMENTS DE LA FORMATION CONGLOMERATIQUE OLIGOCENE SUPERIEUR DU VAZIO (CORSE). GEOLOGIE DE LA FRANCE 4, P. 3-15.
- SCLATER J.G. & CHRISTIE P.A.F., 1980. CONTINENTAL STRETCHING : AN EXPLANATION OF POST-MID-CREATACEOUS SUBSIDENCE OF THE CENTRAL NORTH SEA BASIN. JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH 85, P. 3711-3939.
- SEGALEN P., 1971. LA DÉTERMINATION DU FER LIBRE DANS LES SOLS À SESQUIOXYDES. CAH. ORSTOM, SÈR. PEDOL. IX, 1, P. 3-27.
- SEGALEN P., 1977. LES CLASSIFICATIONS DES SOLS. REVUE CRITIQUE. O.R.S.T.O.M., 175 P.
- SERVANT J., 1975. ETUDE PEDOLOGIQUE DES SOLS HALOMORPHES. THÈSE DOCT. UNIV. MONTPELLIER, 194 PP.
- SHELDON N., RETALLACK G., & TANAKA S., 2002. GEOCHEMICAL CLIMOFUNCTIONS FROM NORTH AMERICAN SOILS AND APPLICATION TO PALEOSOLS ACROSS THE EOCENE-OLIGOCENE BOUNDARY IN OREGON. THE JOURNAL OF GEOLOGY 110, P. 687-696.
- SHELDON N.D. & RETALLACK G.J., 2001. EQUATION FOR COMPACTION OF PALEOSOLS DUE TO BURIAL. GEOLOGY 29, P. 247-250.
- SHELDON N.D. & TABOR N.J., 2009. QUANTITATIVE PALEOENVIRONMENTAL AND PALEOCLIMATIC RECONSTRUCTION USING PALEOSOLS. EARTH-SCIENCE REVIEWS 95, P. 1-52.
- SHELDON N.D., 2005. DO RED BEDS INDICATE PALEOCLIMATIC CONDITIONS? A PERMIAN CASE STUDY. PALAEOGEOGRAPHY, PALAEOCLIMATOLOGY, PALAEOECOLOGY 228, P. 305-319.
- SHELDON N.D., 2006. QUATERNARY GLACIAL-INTERGLACIAL CLIMATE CYCLES IN HAWAII. THE JOURNAL OF GEOLOGY 114, P.367-376.
- SHELDON N.D., 2009. NON-MARINE RECORD OF CLIMATIC CHANGE ACROSS THE EOCENE-OLIGOCENE TRANSITION. KOEBERL C., MONTANARI A. (EDS.), THE LATE EOCENE EARTH, HOTHOUSE, ICEHOUSE, AND IMPACTS, GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA SPECIAL PAPER 452, P. 241-248.
- SHELDON N.D., MITCHELL R., COLLINSON M. ET HOOKER J.J., 2009. EOCENE-OLIGOCENE TRANSITION PALEOCLIMATE RECORD FROM PALEOSOLS, ISLE OF WIGHT (UK). IN: KOEBERL C., MONTANARI A. (EDS.). THE LATE EOCENE EARTH – HOTHOUSE, ICEHOUSE, AND IMPACTS: GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA SPECIAL PAPER 452, P. 241-248.
- SHELDON N.D., RETALLACK G.J., 2004. REGIONAL PALEOPRECIPITATION RECORDS FROM THE LATE EOCENE AND OLIGOCENE OF NORTH AMERICA. JOURNAL OF GEOLOGY 112, P. 487-494.
- SHEN S., ZAIDI S. R., MUTAIRI B. A., SHEHRY A. A., SITEPU H., HAMOUD S. A., KHALDI F.S. & EDHAIM, F. A., 2012. QUANTITATIVE XRD BULK AND CLAY MINERALOGICAL DETERMINATION OF PALEOSOL SECTIONS OF UNAYZAH AND BASAL KHUFF CLASTICS IN SAUDI ARABIA. POWDER DIFFRACTION 27, N° 2, P. 126-130.
- SHEN Z., CAQUINEAU S., CAO J., ZHANG X., HAN Y., GAUDICHET A., & GOMES L., 2009. MINERALOGICAL CHARACTERISTICS OF SOIL DUST FROM SOURCE REGIONS IN NORTHERN CHINA. PARTICUOLOGY 7, N° 6, P. 507-512.
- SIEGENTHALER N.J. & OESCHGER H., 1980. CORRELATION OF $\delta^{18}O$ IN PRECIPITATION WITH TEMPERATURE AND ALTITUDE. NATURE 285, N° 5763, P. 314-317.
- SIEGENTHALER N.J., 1979. STABLE HYDROGEN AND OXYGEN ISOTOPES IN THE WATER CYCLE. IN: LECTURES IN ISOTOPE GEOLOGY, JAEGER E. & HUNZIKER J.C. (EDS.), P. 264-273.
- SILVA, J. M. F. D., & SANTOS, L. J. C. (2011). FÁCIES PEDOLÓGICAS ASSOCIADAS À PLANÍCIES FLUVIAIS: ESTUDO NA PORÇÃO NORTE DA SERRA DO MAR PARANAENSE. CAMINHOS DE GEOGRAFIA, 12(37).
- SIMONSON R.W., 1959. OUTLINE OF A GENERALIZED THEORY OF SOIL GENESIS. MODERN CONCEPTS ON SOIL GENESIS. SOIL SCIENCE SOCIETY PROCEEDINGS, P. 152-156.

- SINCLAIR H., 1997. TECTONOSTRATIGRAPHIC MODEL FOR UNDERFILLED PERIPHERAL FORELAND BASINS: AN ALPINE PERSPECTIVE. GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA BULLETIN 109, p. 324-346.
- SISSINGH W., 1997. TECTONOSTRATIGRAPHY OF THE NORTH ALPINE FORELAND BASIN: CORRELATION OF TERTIARY DEPOSITIONAL CYCLES AND OROGENIC PHASES. TECTONOPHYSICS 282, p. 223-256.
- SITE WEB OLYMPUS : [HTTP://WWW.OLYMPUS-IMS.COM](http://www.olympus-ims.com)
- SLATE J.L., 1995. BURIED CARBONATE PALEOSOLS DEVELOPED IN PLIOCENE-PLEISTOCENE DEPOSITS OF THE PASCO BASIN, SOUTH-CENTRAL WASHINGTON, U.S.A. QUATERNARY INTERNATIONAL 34-36, p. 191-196.
- SMITH B. N., & EPSTEIN S., 1971. TWO CATEGORIES OF $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ RATIOS FOR HIGHER PLANTS. PLANT PHYSIOLOGY, 47, n° 3, p. 380-384.
- SOIL SCIENCE SOCIETY OF AMERICA, 2013. [HTTPS://WWW.SOILS.ORG/PUBLICATIONS/SOILS-GLOSSARY/#](https://www.soils.org/publications/soils-glossary/#).
- SOIL SURVEY STAFF, 1975. SOIL TAXONOMY. UNITED STATES DEPARTMENT OF AGRICULTURE HANDBOOK 436, WASHINGTON D.C., 754 pp.
- SOPEÑA A., LÓPEZ J., ARCHE A., PÉREZ-ARLUCEA M., RAMOS A., VIRGILI C. & HERNANDO S., 1988. PERMIAN AND TRIASSIC RIFT BASINS OF THE IBERIAN PENINSULA. TRIASSIC-JURASSIC RIFTING. DEVELOPMENTS IN GEOTECTONICS, AMSTERDAM, ELSEVIER 22, p. 757-786.
- SPARKS D. L., 1987. POTASSIUM DYNAMICS IN SOILS. IN: ADVANCES IN SOIL SCIENCE. SPRINGER, NEW YORK, p. 1-63.
- SPÖTL C. & WRIGHT V.P., 1992. GROUNDWATER DOLOCRETES FROM THE UPPER TRIASSIC OF THE PARIS BASIN, FRANCE: A CASE STUDY OF AN ARID, CONTINENTAL DIAGENETIC FACIES. SEDIMENTOLOGY 39, n° 6, p. 1119-1136.
- STEHLI F.G. & WELLS J.W., 1971. DIVERSITY AND AGE PATTERNS IN HERMATYPIC CORALS. SYST. Zool. 20, p. 115-126.
- STEININGER F.F., 1999. CHRONOSTRATIGRAPHY, GEOCHRONOLOGY AND BIOCHRONOLOGY OF THE MIOCENE "EUROPEAN LAND MAMMAL MEGA-ZONES" (ELMMZ) AND THE MIOCENE "MAMMAL-ZONES (MN-ZONES)". IN: RÖSSNER G.E., HEISSIG K. (EDS.), THE MIOCENE LAND MAMMALS OF EUROPE. VERLAG DR. FRIEDRICH PFEIL, MÜNCHEN, p. 9-24.
- STEPANOV I., 1964. CLASSIFICACION PRELIMINAR DE LOS SUELOS DE CUBA. UNIVERSIDAD DE LA HAVANA, 28, p. 166-167.
- STEPHENS C.G., 1954. THE CLASSIFICATION OF AUSTRALIAN SOILS. PROC. 5 INTERN. CONG. SOIL SCI. (LÉOPOLDVILLE), 4, p.155-160.
- STOOTHAMER E. & BERENSEN H.J.A., 2001. AVULSION FREQUENCY, AVULSION DURATION AND INTERAVULSION PERIOD OF THE HOLOCENE CHANNEL BELTS IN THE RHINE-MEUSE DELTA, THE NETHERLANDS. JOURNAL OF SEDIMENTARY RESEARCH 71, p. 588-597.
- SUC J. P., 1984. ORIGIN AND EVOLUTION OF THE MEDITERRANEAN VEGETATION AND CLIMATE IN EUROPE. NATURE 307 (5950), p. 429-432.
- SUMMERFIELD M.A., 1991. GLOBAL GEOMORPHOLOGY: AN INTRODUCTION TO THE STUDY OF LANDFORMS. WILEY, NEW YORK, 537 p.
- SYERS J.K., SPRINGETT J.A., 1983. EARTHWORM ECOLOGY IN GRASSLAND SOILS. IN SATCHELL J.E. (ED.) EARTHWORM ECOLOGY: FROM DARWIN TO VERMICULTURE. CHAPMAN AND HALL, LONDON, p. 67-84.
- TARDY Y. & ROQUIN C., 1998. DÉRIVE DES CONTINENTS, PALÉOCLIMATS ET ALTÉRATIONS TROPICALES, EDITIONS BRGM, ORLÉANS, 469 p.
- TARDY Y., 1993. PETROLOGIE DES LATERITES ET DES SOLS TROPICAUX. MASSON, PARIS.
- TARDY Y., KOBILSEK B., ROQUIN C., PAQUET H., 1990. INFLUENCE OF PERIATLANTIC CLIMATES AND PALEOCLIMATES ON THE DISTRIBUTION AND MINERALOGICAL COMPOSITION OF BAUXITES AND FERRICRETES. CHEMICAL GEOLOGY 84, p. 179-182.
- TARGULIAN V.O. & GORYACHKIN S.V., 2004. SOIL MEMORY: TYPES OF RECORD, CARRIERS, HIERARCHY AND DIVERSITY. REVISTA MEXICANA DE CIENCIAS GEOLÓGICAS 21, n°1, p. 1-8.
- TARGULIAN V.O., 2005. ELEMENTARY PEDOGENIC PROCESSES. EURASIAN SOIL SCI. 38, p. 1255-1264.

- TARGULIAN V.O. ET KRASILNIKOV P.V., 2007. SOIL SYSTEM AND PEDOGENIC PROCESSES: SELF-ORGANIZATION, TIME SCALE, AND ENVIRONMENTAL SIGNIFICANCE. *CATENA* 71, p. 373-381.
- TAVERNIER R., SYS C., 1965. CLASSIFICATION OF THE SOILS OF THE REPUBLIC OF CONGO (KINSHASA). *PEDOLOG. INTERN. SYMP. 3, SOIL CLASSIF.*, p. 91-132.
- TESSIER B., 1990. ENREGISTREMENT DES CYCLES TIDIAUX EN ACCRETION VERTICALE, DANS UN MILIEU ACTUEL (LA BAIE DU MONT-SAINT-MICHEL), ET DANS UNE FORMATION ANCIENNE (LA MOLASSE MARINE MIOCENE DU BASSIN DE DIGNE). THESE DE DOCTORAT DE L'UNIVERSITE DE CAEN, 122 P.
- THIRY M., 2000. PALAEOCLIMATIC INTERPRETATION OF CLAY MINERALS IN MARINE DEPOSITS: AN OUTLOOK FROM THE CONTINENTAL ORIGIN. *EARTH-SCIENCE REVIEWS* 49, p. 201-221.
- THOMAS, J. V., PARKASH, B., & MOHINDRA, R. (2002). LITHOFACIES AND PALAEO SOL ANALYSIS OF THE MIDDLE AND UPPER SIWALIK GROUPS (PLIO-PLEISTOCENE), HARIPUR-KOLAR SECTION, HIMACHAL PRADESH, INDIA. *SEDIMENTARY GEOLOGY*, 150(3), 343-366.
- THOME M., RUBINO J.L., CLAUZON G. & LESUEUR J.L., 1989. IDENTIFICATION DES LIMITES DE SEQUENCES DE DEPOTS EN SYSTEME FLUVIATILE : LE CAS DU MIOCENE DE CHATEAUDEON (SE FRANCE). *MÉM. ASF, PARIS*, 2, p. 281-282.
- TIPPLE B.J. & PAGANI M., 2007. THE EARLY ORIGINS OF TERRESTRIAL C4 PHOTOSYNTHESIS. *ANNUAL REVIEW OF EARTH AND PLANETARY SCIENCES* 35, p. 435-462.
- TIPPLE B.J., MEYERS S.R. & PAGANI M., 2010. CARBON ISOTOPE RATIO OF CENOZOIC CO₂: A COMPARATIVE EVALUATION OF AVAILABLE GEOCHEMICAL PROXIES. *PALEOCEANOGRAPHY* 25, PA3202, DOI: 10.1029/2009PA001851.
- TODOLI J.L. & MERMET J.M., 2008. LIQUID SAMPLE INTRODUCTION IN ICP SPETROMETRY. ELSEVIER EDS., OXFORD, 285 P.
- TRUGDILL S., 1977. SOIL AND VEGETATION SYSTEMS. OXFORD UNIVERSITY PRESS, OXFORD.
- TÜTKEN T., VENNEMANN T. W., JANZ H. & HEIZMANN E. P. J., 2006. PALAEOENVIRONMENT AND PALAEOCLIMATE OF THE MIDDLE MIOCENE LAKE IN THE STEINHEIM BASIN, SW GERMANY: A RECONSTRUCTION FROM C, O, AND SR ISOTOPES OF FOSSIL REMAINS. *PALAEOGEOGRAPHY, PALAEOCLIMATOLOGY, PALAEOECOLOGY* 241, N° 3, p. 457-491.
- UGOLINI F., 1986. *QUATERNARY RESEARCH* 26, p. 100-120.
- UHL D., KLOTZ S., TRAIER C., THIEL C., UTESCHER T., KOWALSKI E., DILCHER D.L., 2007. CENOZOIC PALEOTEMPERATURES AND LEAF PHYSIOGNOMY-A EUROPEAN PERSPECTIVE. *PALAEOGEOGRAPHY, PALAEOCLIMATOLOGY, PALAEOECOLOGY* 248, p. 24-31.
- URBAN, M. A., NELSON, D. M., JIMÉNEZ-MORENO, G., CHÂTEAUNEUF, J. J., PEARSON, A., & HU, F. S. (2010). ISOTOPIC EVIDENCE OF C4 GRASSES IN SOUTHWESTERN EUROPE DURING THE EARLY OLIGOCENE-MIDDLE MIOCENE. *GEOLOGY*, 38(12), 1091-1094.
- USDA, 1999. SOIL TAXONOMY, A BASIC SYSTEM OF SOIL CLASSIFICATION FOR MAKING AND INTERPRETING SOIL SURVEYS. *AGRICULTURAL HANDBOOK* 436, SECONDE ÉDITION, 869 PP.
- UTESCHER T., BÖHME M., MOSBRUGGER V., 2011. THE NEOGENE OF EURASIA: SPATIAL GRADIENTS AND TEMPORAL TRENDS – THE SECOND SYNTHESIS OF NECLIME. *PALAEOGEOGRAPHY, PALAEOCLIMATOLOGY, PALAEOECOLOGY* 304, p. 196-201.
- UTESCHER T., MOSBRUGGER V., ASHRAF A.R., 2000. TERRESTRIAL CLIMATE EVOLUTION IN NORTHWESTERN GERMANY OVER THE LAST 25 MILLION YEARS, *PALAÏOS* 15, p. 430-449.
- UTESCHER T., MOSBRUGGER V., IVANOV D. & DILCHER D. L., 2009. PRESENT-DAY CLIMATIC EQUIVALENTS OF EUROPEAN CENOZOIC CLIMATES. *EARTH AND PLANETARY SCIENCE LETTERS* 284, N° 3, p. 544-552.
- VALENTINE K.W.G. & DALRYMPLE J.B., 1976. QUATERNARY BURIED PALEOSOLS: A CRITICAL REVIEW. *QUATERNARY RESEARCH* 6, p. 209-222.
- VAN DER HOVEN S. J. & QUADE J., 2002. TRACING SPATIAL AND TEMPORAL VARIATIONS IN THE SOURCES OF CALCIUM IN PEDOGENIC CARBONATES IN A SEMIARID ENVIRONMENT. *GEODERMA*, 108, N° 3, p. 259-276.
- VAN DER MEULEN A.J. & DAAMS R., 1992. EVOLUTION OF EARLY AND MIDDLE MIOCENE RODENT FAUNAS IN RELATION TO LONG-TERM PALAEOENVIRONMENTAL CHANGES. *PALAEOGEOGRAPHY, PALAEOCLIMATOLOGY, PALAEOECOLOGY* 93, p. 227-253.

- VAN DER MEULEN A.J. ET DAAMS R., 1992. EVOLUTION OF EARLY AND MIDDLE MIOCENE RODENT FAUNAS IN RELATION TO LONG-TERM PALEOENVIRONMENTAL CHANGES. *PALAEOGEOGRAPHY, PALAEOCLIMATOLOGY, PALAEOECOLOGY* 93, P. 227-253.
- VERHEYE W. & DE LA ROSA D., 2005. MEDITERRANEAN SOILS. IN: *LAND USE AND LAND COVER, EOLSS*, OXFORD, UK, 26 P.
- VERRON J.E.N., 1995. CORALS IN SPACE AND TIME. THE BIOGEOGRAPHY AND EVOLUTION OF THE SCLERACTINIA. UNSW PRESS, SYDNEY, AUSTRALIA.
- WALKER P.H., RUHE R.V., 1968. HILLSLOPE MODELS AND SOIL FORMATION. I. CLOSED SYSTEMS. *TRANS. 9TH INT. CONGR. SOIL SCI.* 4, P. 561-568.
- WANG J., FU B., QIU Y., CHEN L., 2001. SOIL NUTRIENTS IN RELATION TO LAND USE AND LANDSCAPE POSITION IN SEMI-ARID SMALL CATCHMENT OF THE LOESS PLATEAU IN CHINA. *J. ARID ENVIR.* 48, P. 537-550.
- WARD R., 1978. FLOODS, A GEOGRAPHICAL PERSPECTIVE. WILEY, NEW YORK.
- WATSON A., 1983. GYPSUM CRUSTS. IN: GOUDIE A.S. AND PYE K. (EDS.), *CHEMICAL SEDIMENTS AND GEOMORPHOLOGY: PRECIPITATES AND RESIDUES IN THE NEAR-SURFACE ENVIRONMENT*, NEW YORK, ACADEMIC PRESS, P. 133-161.
- WELLS J.W., 1955. A SURVEY OF THE DISTRIBUTION OF REEF CORAL GENERA IN THE GREAT BARRIER REEF REGION. *REPORT GREAT BARRIER REEF COMMITTEE* 6, P. 21-29.
- WHITE A.F. & BLUM A.E., 1995. EFFECTS OF CLIMATE ON CHEMICAL WEATHERING IN WATERSHEDS. *GEOCHIMICA COSMOCHIMICA ACTA* 59, P. 1729-1747.
- WHITE A.F., BLUM A.E., BULLEN T.D., VIVIT D.V., SCHULZ M., FITZPATRICK J., 1999. THE EFFECT OF TEMPERATURE ON EXPERIMENTAL AND NATURAL CHEMICAL WEATHERING RATES OF GRANITOID ROCKS. *GEOCHIMICA ET COSMOCHIMICA ACTA* 63. P. 3277-3291.
- WHITE A.F., BRANTLEY S.L., 2003. THE EFFECT OF TIME ON THE WEATHERING OF SILICATE MINERALS: WHY DO WEATHERING RATES DIFFER IN THE LABORATORY AND THE FIELD? *CHEMICAL GEOLOGY* 202, P. 479-506.
- WHITE P.D. & SHIEBOUT J., 2008. PALEOGENE PALEOSOLS AND CHANGES IN PEDOGENESIS DURING THE INITIAL EOCENE THERMAL MAXIMUM: BIG BEND NATIONAL PARK, TEXAS, USA. *GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA BULLETIN* 120, N° 11-12, P. 1347-1361.
- WILDING P. & TESSIER D., 1988. GENESIS OF VERTISOLS: SHRINK-SWELL PHENOMENA. IN : *VERTISOLS*, WILDING ET PUENTES ÉDIT., P. 55-81.
- WILSON M.J., 1999. THE ORIGIN AND FORMATION OF CLAY MINERALS IN SOILS: PAST, PRESENT AND FUTURE PERSPECTIVES. *CLAY MINERALS* 34, P. 7-25.
- WOODRUFF F. & SAVIN S., 1991. MID-MIOCENE ISOTOPE STRATIGRAPHY IN THE DEEP SEA: HIGH-RESOLUTION CORRELATIONS, PALEOCLIMATIC CYCLES, AND SEDIMENT PRESERVATION. *PALEOCEANOGRAPHY* 6, P. 755-806.
- WRB, IUSS WORKING GROUP, 2006. WORLD REFERENCE BASE FOR SOIL RESOURCES. A FRAMEWORK FOR INTERNATIONAL CLASSIFICATION, CORRELATION AND COMMUNICATION. *WORLD SOIL RESOURCES REPORTS* 103, FAO, ROME, 128 PP.
- WRIGHT J.D. & MILLER K.G., 1990, MIOCENE STABLE ISOTOPE STRATIGRAPHY, SITE 747, KERGUELEN PLATEAU. *PROCEEDINGS OF THE OCEAN DRILLING PROGRAM, SCIENTIFIC RESULTS*. IN WRIGHT S.W., SCHLICH R. ET AL., P.855-866.
- WRIGHT V.P. & TUCKER M.E., 1991. CALCRETES: AN INTRODUCTION. IN: V.P. WRIGHT AND M.E. TUCKER (EDS.), *CALCRETES*. INT. ASSOC. SEDIMENTOL., REPR. SER. 2, P. 1-22.
- WRIGHT V.P., 1992. PALEOPEDOLOGY: STRATIGRAPHIC RELATIONSHIPS AND EMPIRICAL MODELS. *WEATHERING, SOILS AND PALEOSOLS*, MARTINI I.P. ET CHESWORTH W. (EDS.), ELSEVIER, AMSTERDAM, P. 475-499.
- WRIGHT V.P., 2007. CALCRETE. IN: NASH D.J. & McLAREN S.J. (EDS.), *GEOCHEMICAL SEDIMENTS AND LANDSCAPES*, BLACKWELL SCIENCE, OXFORD, P. 10-45.
- WYSOCKY D.A., SCHOENEBERG P.J., HIRMAS D.R., LAGARRY H.E., 2000. GEOMORPHOLOGY OF SOIL LANDSCAPES. IN: SUMMER M.E. (ED.), *HANDBOOK OF SOIL SCIENCE*. CRC PRESS, BOCA RATON, FL, P. E-5-E-39.

- YAALON D.H. & GANOR E., 1975. RATES OF EOLIAN DUST ACCRETION IN THE MEDITERRANEAN AND DESERT FRINGE ENVIRONMENTS OF ISRAEL. IXME CONGRÈS INTERNATIONAL DE SÉDIMENTOLOGIE. PERGAMON PRESS, OXFORD, NEW YORK, P. 169-174.
- YAALON D.H., 1959. CLASSIFICATION AND NOMENCLATURE OF SOILS IN ISRAËL. BULL. RES. COUNCIL ISRAËL 86, P. 91-118.
- YAALON D.H., 1971. SOIL-FORMING PROCESSES IN TIME AND SPACE. IN: YAALON D.H. (ED.), PALEOPEDOLOGY: JERUSALEM, ISRAEL, ISRAEL UNIVERSITY PRESS, P.29-39.
- YAALON D.H., 1995. SOILS IN THE MEDITERRANEAN REGION: WHAT MAKES THEM DIFFERENT? CATENA 28, P. 157-169.
- YOUNG A., 1976. TROPICAL SOILS AND SOIL SURVEY. CAMBRIDGE, CAMBRIDGE UNIVERSITY PRESS. 468 P.
- ZACHOS J. C., DICKENS G. R. & ZEEBE R. E., 2008. AN EARLY CENOZOIC PERSPECTIVE ON GREENHOUSE WARMING AND CARBON-CYCLE DYNAMICS. NATURE 451 (7176), P. 279-283.
- ZACHOS J. C., LOHMANN K. C., WALKER J. C. & WISE S. W., 1993. ABRUPT CLIMATE CHANGE AND TRANSIENT CLIMATES DURING THE PALEOGENE: A MARINE PERSPECTIVE. THE JOURNAL OF GEOLOGY, P. 191-213.
- ZACHOS J., PAGANI M., SLOAN L., THOMAS E., BILLUPS K., 2001, TRENDS, RHYTHMS, AND ABERRATIONS IN GLOBAL CLIMATE 65 MA TO PRESENT. SCIENCE 292, P.686-693.
- ZACHOS J.C., FLOWER B.P. AND PAUL H., 1997. ORBITALLY PACED CLIMATE OSCILLATIONS ACROSS THE OLIGOCENE/MIOCENE BOUNDARY. NATURE 388, P.567-570.

Annexes

- Annexe 1.** Synthèse des observations de terrain et dessins des profils des 55 paléosols étudiés dans la coupe de la Ravine de Font d'Eygout. p. 197
- Annexe 2.** Synthèse des observations de terrain et dessins des profils des 20 paléosols étudiés dans la coupe des Courtiers. p. 213
- Annexe 3.** Synthèse des observations de terrain et dessins des profils des 9 paléosols étudiés dans la série du fan de Tórtola. p. 219
- Annexe 4.** Synthèse des observations de terrain et dessins des profils des 28 sols étudiés en Aragon et en Catalogne. p. 225
- Annexe 5.** Etude comparative des méthodes d'analyse des teneurs en éléments majeurs. p. 237
- Annexe 6.** Synthèse des données géochimiques des sols et paléosols analysés. p. 249
- Annexe 7.** Schéma des dépôts continentaux miocènes dans la ravine de Font d'Eygout. p. 257
- Annexe 8.** Ages des paléosols de Font d'Eygout déterminés par corrélations chimiostratigraphiques entre la composition isotopique des nodules pédogénétiques et les sédiments marins. p. 263
- Annexe 9.** Résultats des climofonctions basées sur la morphologie de l'horizon Bk (Retallack, 2005a) appliquées aux sols actuels du Nord-Est de l'Espagne. p. 265
- Annexe 10.** Application des climofonctions géochimiques proposées dans la littérature pour estimer les précipitations et températures moyennes aux horizons Bw des profils du Nord-Est de l'Espagne. p. 267
- Annexe 11.** Proposition de corrélation entre les sections de Font d'Eygout et des Courtiers sur la base des caractéristiques des paléosols p. 271
- Annexe 12.** Résultats de l'application des climofonctions basées sur la morphologie de l'horizon Bk aux paléosols étudiés. p. 273
- Annexe 13.** Etude de la reproductibilité des résultats des climofonctions spécifiques aux Calcisols en fonction de la variabilité latérale des matériaux parentaux. p. 277
- Annexe 14.** Quantifications des précipitations (MAP) et températures (MAT) annuelles moyennes à partir des climofonctions géochimiques spécifiques aux Calcisols. p. 283

<p><u>Annexe 1.</u> Synthèse des observations de terrain et dessins des profils des 55 paléosols étudiés dans la coupe de la Ravine de Font d'Eygout.</p>
--

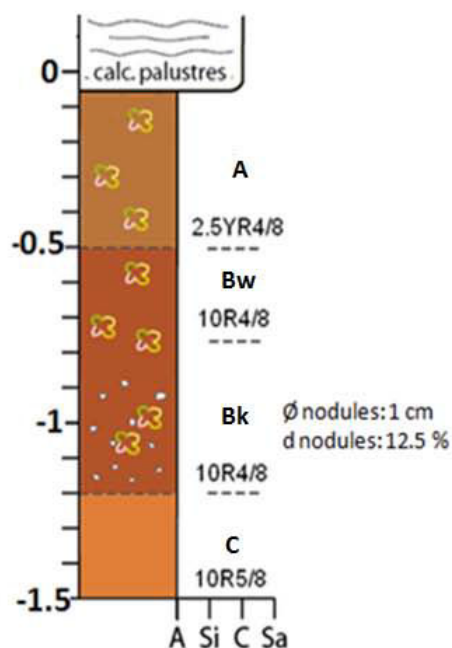
- Les couleurs font référence à la charte de Munsell.
- Le stade de maturité des accumulations carbonatées pédogénétiques est déterminé selon la hiérarchisation de Gile et collaborateurs (1965).
- La désignation des horizons est basée sur la classification pédologique de la WRB (2006).

ID paléosol	Z (m)	Horizons	Granulo./Litho. dominante	Epaisseur des horizons (cm)	Couleur dominante	d nod. (%)	Taille nod. (cm)	Stade calcif.
FE-A.01	0,3	A?	Argile	45	2.5YR4/8	12.5	1	II
		Bw	Argile	25	10R4/8			
		Bk	Argile	40	10R4/8			
		C	Argile		10R5/8			
FE-A.02	3,5	Bk	Argile	? (tronqué)	2.YR5/6	12.5	0,5	II
		C	Calcaire		7YR7/1			
FE-A.03	4,6	Bk	Argile	50	10YR6/3	50	1	II
		C	Calcaire		7YR7/1			
FE-A.04	6,4	Bw	Argile	? (pédo. successive)	10R4/4	50	1	II-III
		Bk	intermédiaire	20	7YR7/1			
		C	Calcaire		7YR7/1			
FE-A.05	7,8	Bw	Argile	? (tronqué)	10R4/6	50	3	II
		Bk	Argile	65	10R4/6			
		C (Bw prec.)	Argile		10R4/4			
FE-A.06	9	Bw	Argile	62	2.5YR4/4	25	3	II
		Bk1	Argile	70	2.5YR4/6			
		Bk2	intermédiaire	20	2.5YR4/6	90	3	III
		C	Calcaire		7YR7/1			
FE-A.07	11	Bk	Argile	50	10R4/8	50	1	II
		C	Silt		5YR4/6			
FE-A.08	12	Bw	Argile	? (pédo. successive)	7.5YR5/6	12.5	1	II
		Bk	Argile	70	7.5YR5/4			
		C	Silt		7.5YR5/4			
FE-A.09	13,7	A?	Argile	50	7.5YR5/6	12.5	1	II
		Bw	Argile	20	7.5YR6/6			
		Bk1	Argile	40	7.5YR6/6			
		qqs galets	Argile	10	7.5YR6/6	12.5	1	II
		Bk2	Argile	30	7.5YR6/6			
FE-A.10	15	C (Bw prec.)	Argile		7.5YR5/6	25	1	II
		Bk	Argile	? (tronqué par cgl.)	7.5YR5/6			
FE-A.11	16	C	Argilo-silt		7.5YR5/6	10	1	II
		Bw	Silt	? (tronqué par cgl.)	7.5YR7/6			
		Bc	Silt	20	7.5YR7/6			
FE-A.12	17	C	Silt		7.5YR8/4	12.5	1,5	II
		Bw	Argile	40	5YR7/6			
		Bk	Argile	13	5YR6/6			
FE-A.13	18	C	Galets			20	1	II
		Bw	Argile	? (tronqué)	5YR6/6			
		Bk	Argile	34	5YR6/6			
FE-A.14	20,5	C	Argile		5YR5/6	25	1	II
		A?	Argile	33	5YR5/6			
		Bw	Argilo-silt	30	5YR5/6			
		Bk	Argilo-silt	45	5YR5/6			
FE-A.15	22,5	C	Argile		5YR6/6	25	1	II
		A?	Argile-silt	20	5YR6/8			
		Bw	Argile	35	5YR6/8			
		Bk	Silt	18	7.5YR5/6			
FE-A.16	24	C	Sable			25	1	II
		Bw	Argile	? (tronqué par cgl.)	7.5YR6/6			
		Bk	Argile	11	7.5YR6/6			
FE-B.01	31,5	C	Argile		5YR6/8	12.5	0,5	II
		Bw?	Silt	? (tronqué par cgl.)	2.5YR4/6			
		Bk	Argile-silt	45	2.5YR4/8			
FE-B.02	34	C	Galets			20	1	II
		Bk	Argile-silt	? (tronqué par cgl.)	2.5YR4/6			
FE-B.03	40	C	Galets			12.5	0,5	II
		Bw	Argile	52	5YR6/4			
		Bk	Argile	40	5YR5/6			
		C	Silt		7.5YR6/4			

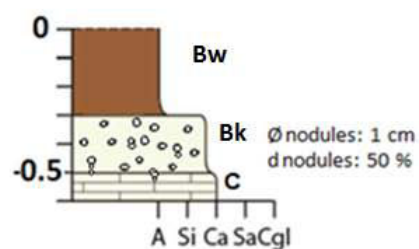
ID paléosol	Z (m)	Horizons	Granulo./Litho. dominante	Epaisseur des horizons (cm)	Couleur dominante	d nod. (%)	Taille nod. (cm)	Stade calcif.
FE-B.04	42,2	Bw	Argile	? (pédo. successive)	5YR5/4	30	1	II-III
		Bk	Argile-silt	42	2.5YR4/4			
		C	Calcaire		2.5Y8/1			
FE-B.05	43,5	Bw?	Argile-silt	? (pédo. successive)	2.5YR6/4	75	0,5	II
		Bk	Argile-silt	10	2.5YR8/3			
		C (Bw prec.)	Argile		5YR5/4			
FE-B.06	44	Bw	Argile	65	5YR6/4	12,5	3	II
		Bk	Argile	16	5YR6/4			
		C (Bw prec.)	Argile		2.5YR6/6			
FE-B.07	50,6	Bw	Argile	54	2.5Y6/3	60	1,5	II
		Bk1	Argile	74	5Y7/3			
		Bk2	intermédiaire	56	5Y7/2		1,5	III
		C	Calcaire					
FE-B.08	54	Bw	Argile	? (tronqué par cgl.)	7.5YR5/3	20	2	III
		Bk	Argile-silt	110	7.5YR5/6			
		C	Argile		5Y7/3			
FE-C.01	58,8	Bw	Argile	64	2.5YR6/6	25	3	III
		Bk	Argile	19	2.5YR5/4			
		C	Argile		5Y8/2			
FE-C.02	60,5	Bw	Argile-silt	66	2.5YR7/4	12,5	0,4	II
		Bk	Argile	20	10R7/4			
		C	Argile		10R7/4			
FE-C.03	63	Bw?	Argile	62	5YR8/3	10	2	II
		Bk	Argile	48	5YR8/3			
		C	Argile		7.5R5/4			
FE-C.04	68	Bw?	Argile	? (pédo. successive)	2.5YR5/6	20	2	III
		Bk	Argile-silt	40	2.5YR6.6			
		C	Silt					
FE-C.05	70	Bw1	Argile	60	2.5YR6/6	30	2	III
		Bk1	Argile-silt	60	2.5YR4/8			
		Bw2	Argile-silt	24	10R6/4			
		Bk2	Silt	76	10R6/4		2	III
		C (Bw prec.)	Argile		2.5YR5/6			
FE-C.06	73	Bw	Argile	56	10YR6/3	90	3	IV-V
		Bk	Calcaire	66	5Y8/1-2.5Y7/3			
		C	Argile		2.5YR6/6			
FE-C.07	74	Bw?	Argile-silt	80	2.5Y7/6	50	3	III
		Bk	Silt	50	5Y6/1			
		C	Argile		7.5YR4/3			
FE-C.08	78	Bw?	Argile	? (tronqué par levée)	5Y6/2	50	3	III
		Bk	Argile	65	5Y6/2-2.5Y7/6			
		C	Argile		2.5Y7/6			
FE-C.09	82,5	Bw	Argile-silt	68	2.5YR6/3	50	3	II
		Bk	Silt	22	10R6/2			
		C	Argile-silt		10R5/2			
FE-D.01	91	Bw?	Argile	? (pédo. successive)	10R5/3	20	0,4	II
		Bk	Argile	17	10R5/3			
		C	Argile-silt		10R5/3			
FE-D.02	92	Bw?	Argile-silt	? (tronqué par levée)	5Y6/3	25	0,5	II
		Bk	Argile-silt	16	5Y6/3			
		C (Bw prec.)	Argile-silt		5Y6/3			
FE-D.03	96	Bw	Argile	? (tronqué par levée)	10YR6/8	25	0,5	III
		Bk	Argile	28	7.5R4/3			
		C	Argile		7.5R5/2			
FE-D.04	101	Bw	Argile	? (tronqué par levée)	5Y7/1	15	0,5	II
		Bk	Argile	30	7.5R7/2			
		C	Argile		5Y7/1			

ID paléosol	Z (m)	Horizons	Granulo./Litho. dominante	Epaisseur des horizons (cm)	Couleur dominante	d nod. (%)	Taille nod. (cm)	Stade calcif.
FE-D.05	103	Bw	Argile	? (tronqué par levée)	2.5YR6/4	12.5	0,5	II
		Bk	Silt	24	2.5YR4/4			
		C	Silt		10R4/3			
FE-E.01	111	Bw	Argile	36	10R5/6	25	0,5	II
		Bk	Argile-silt	75	2.5YR6/6			
		C	Silt / Sable		10R5/6-5Y7/2			
FE-E.02	113	Bw	Argile	? (tronqué par levée)	10R4/3-10Y6/1	12.5	0,6	II
		Bk	Argile-silt	28	2.5YR5/4			
		C	Argile		10R5/6			
FE-E.03	117	Bw	Argile	62	10R7/3	25	1,5	II
		Bk	Argile	64	10R7/3			
		C	Calc.-Sable		10R4/6-5Y8/1			
FE-E.04	121	Bw	Argile	40	5Y5/2	20	1	II
		Bk	Argile-silt	62	10YR7/8-5Y8/2			
		C	Silt		5Y8/2			
FE-E.05	125	Bw	Argile	? (tronqué par levée)	10R4/3	25	1	II
		Bk	Argile	48	10R4/3			
		C	Argile		10R4/3			
FE-E.06	127	Bw	Argile	? (tronqué par levée)	10R4/6	40	2	II-III
		Bk	Argile	61	10R4/6			
		C	Calcaire		5Y7/1			
FE-E.07	128	Bw?	Argile-silt	? (tronqué par levée)	5YR4/2	25	1	II
		Bk	Silt	62	7.5R5/3			
		C	Silt		5Y6/2			
FE-E.08	129,5	Bw	Argile	? (tronqué par levée)	10R4/8	25	1	II
		Bk	Argile	52	10R4/6			
		C	Argile-silt		2.5Y6/2			
FE-E.09	131	Bw	Argile	60	2.5YR6/4	12.5	0,5	II
		Bk	Argile	13	10R5/3			
		C	Silt / Sable		5YR6//4-5Y7/2			
FE-E.10	134	Bw?	Argile-silt	? (tronqué par levée)	5Y7/2-10R7/3	10	0,5	I
		Bk	Argile-silt	20	5Y7/2-2.5YR6/4			
		C	Sable		5Y7/2			
FE-E.11	136	Bw	Argile	? (tronqué par levée)	2.5YR5/6	20	2	II
		Bk	Argile	29	5.5YR5/6			
		C	Silt / Sable		5Y7/2			
FE-E.12	137	Bw	Argile	58	2.5YR6/6	10	3	II
		Bk	Argile	20	5Y7/2			
		C	Silt / Sable		5Y7/2			
FE-E.13	138	Bw?	Argile	? (tronqué par levée)	2.5YR5/6	12.5	1,5	II
		Bk	Argile	32	2.5YR6/6			
		C	Argile-silt		2.5YR6/6			
FE-E.14	139	Bw	Argile	68	2.5YR6/6	12.5	1,5	II
		Bk	Argile	17	2.5YR6/4			
		C	Argile		10R5/4			
FE-E.15	140,5	Bw	Argile	? (tronqué par levée)	2.5YR6/6	12.5	1	II
		Bk	Argile-silt	23	2.5YR6/6			
		C	Argile-silt		5Y8/2-2.5YR6/6			
FE-E.16	145	Bw	Argile	? (pédo. successive)	2.5YR5/6	12.5	0,6	II
		Bk	Argile	47	2.5YR5/6			
		C	Argile		2.5YR5/6			
FE-E.17	146	Bw	Argile	42	2.5YR5/6	12.5	0,5	II
		Bk	Argile	20	2.5YR5/6			
		C (Bw prec.)	Argile		2.5YR5/6			

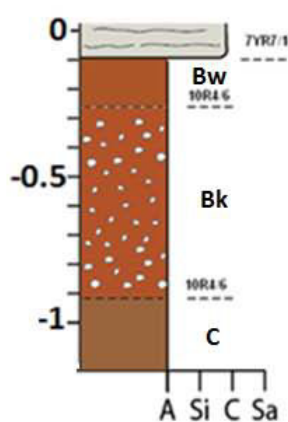
Fe-A.01



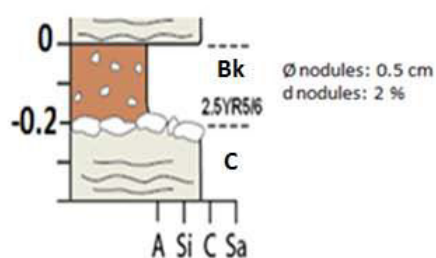
Fe-A.04



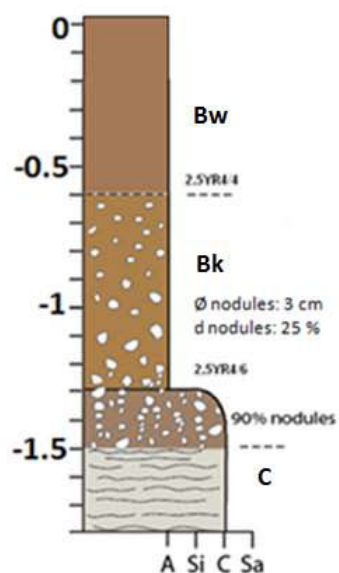
Fe-A.05



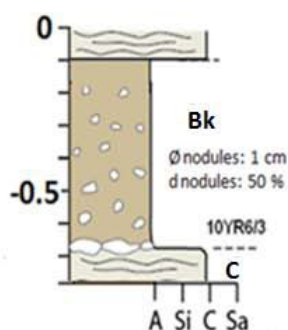
Fe-A.02



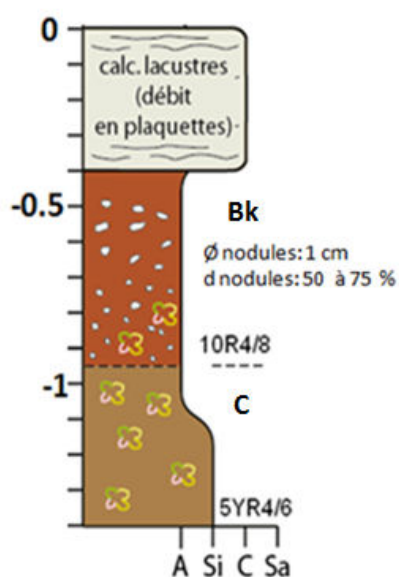
Fe-A.06



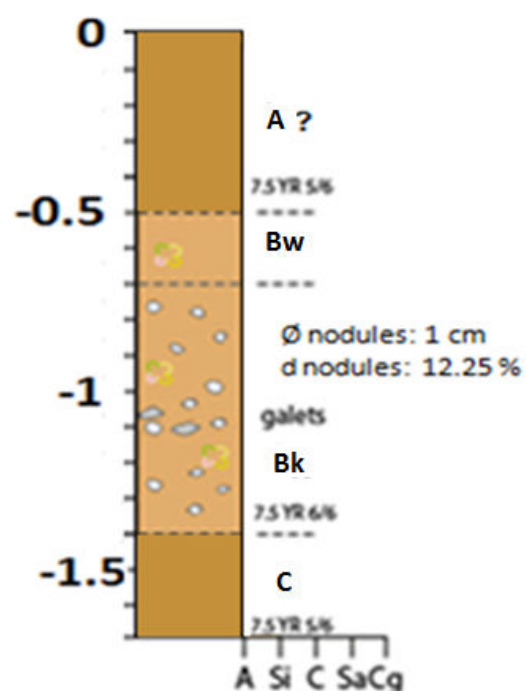
Fe-A.03



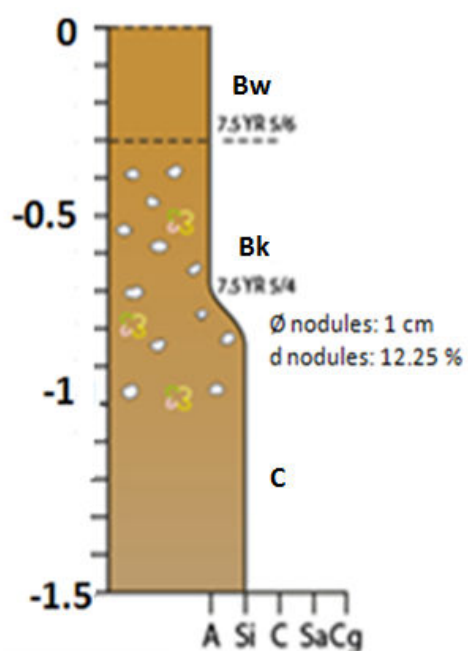
Fe-A.07



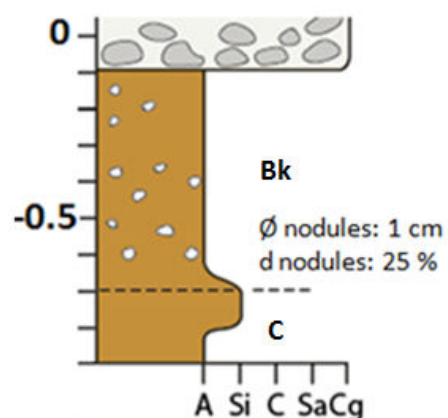
Fe-A.09



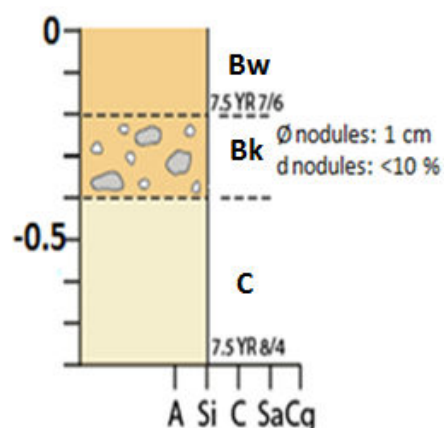
Fe-A.08



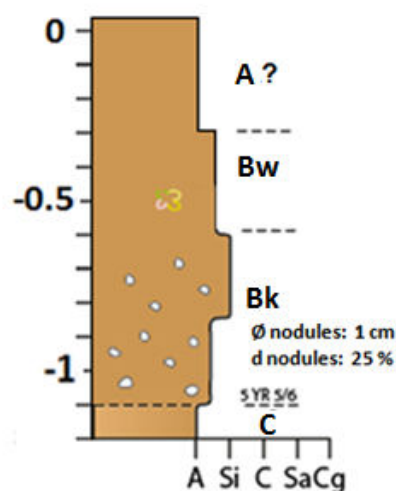
Fe-A.10



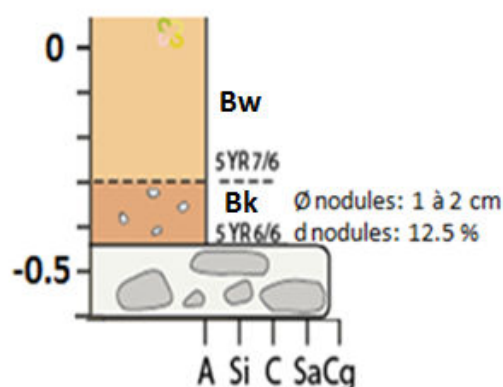
Fe-A.11



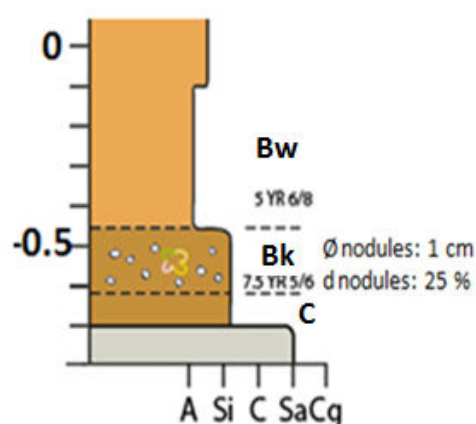
Fe-A.14



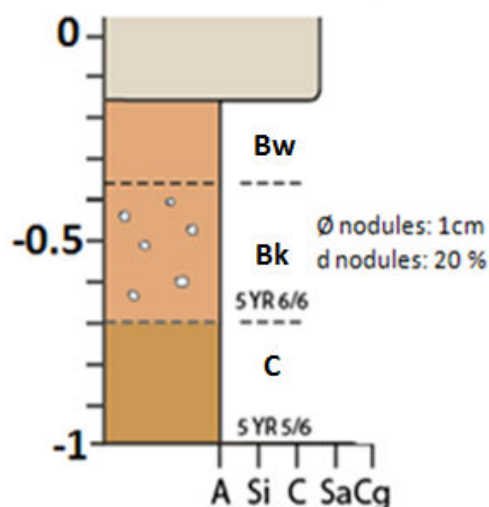
Fe-A.12



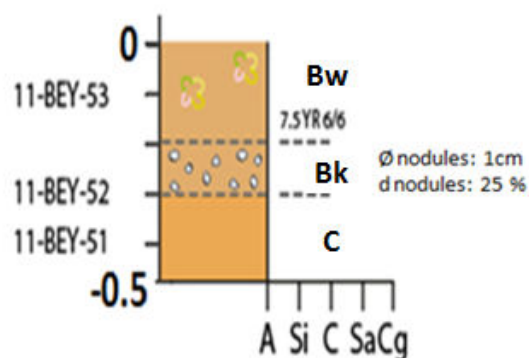
Fe-A.15



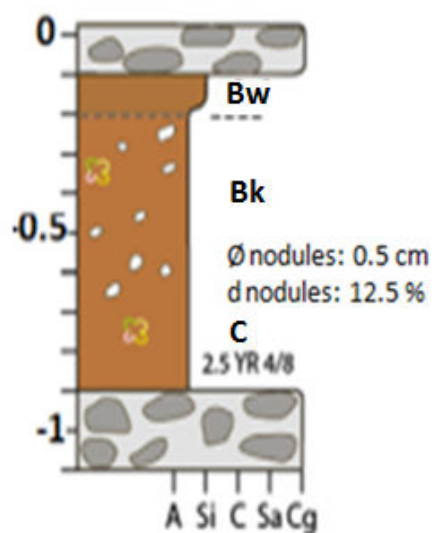
Fe-A.13



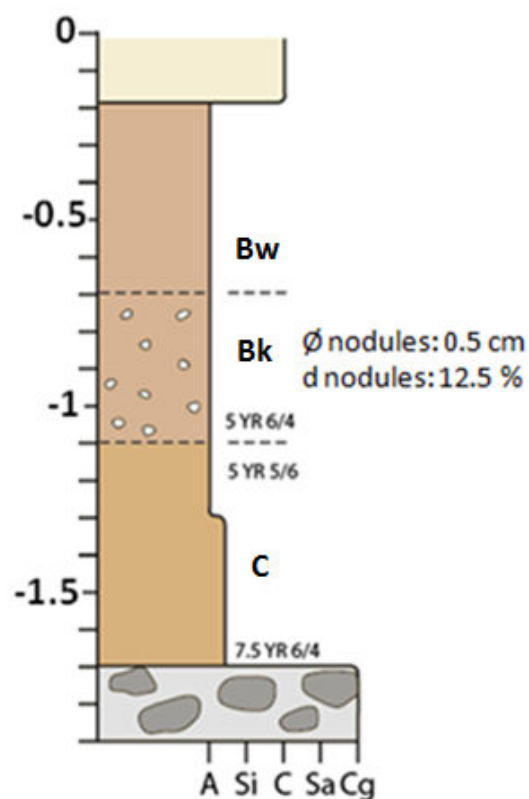
Fe-A.16



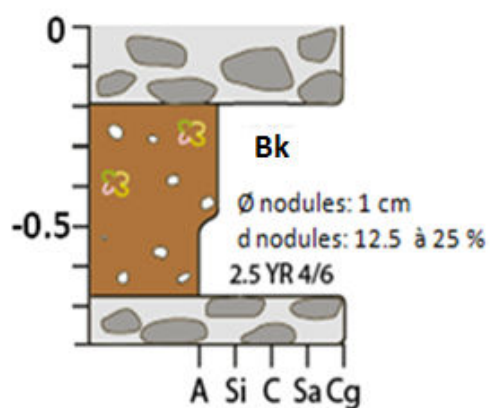
Fe-B.01



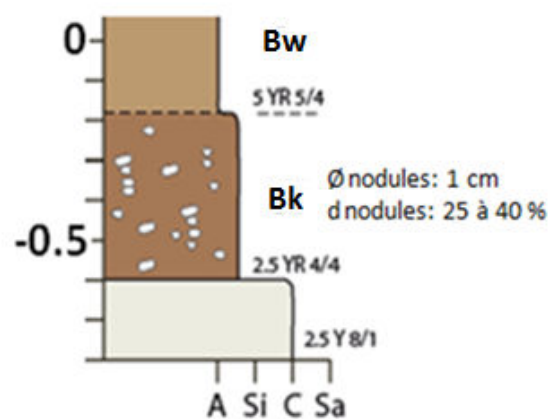
Fe-B.03



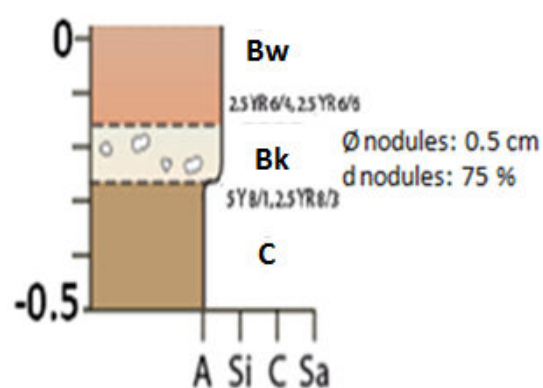
Fe-B.02



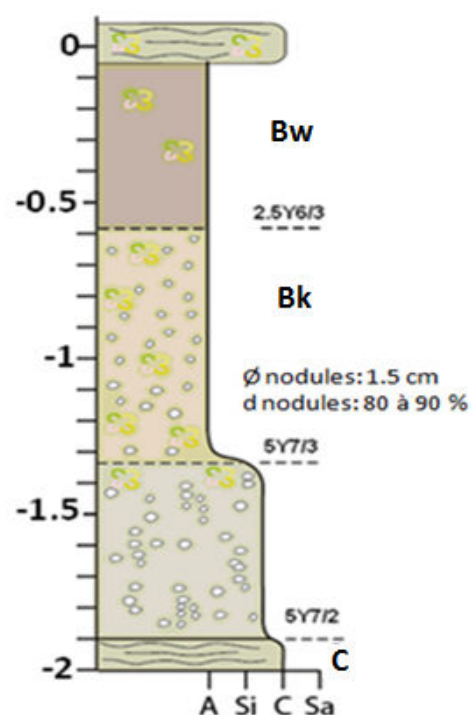
Fe-B.04



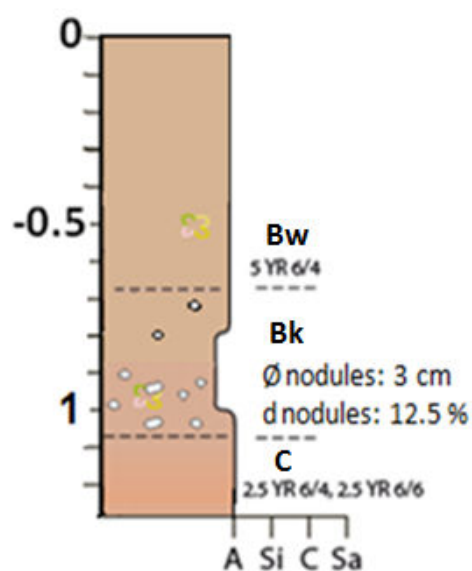
Fe-B.05



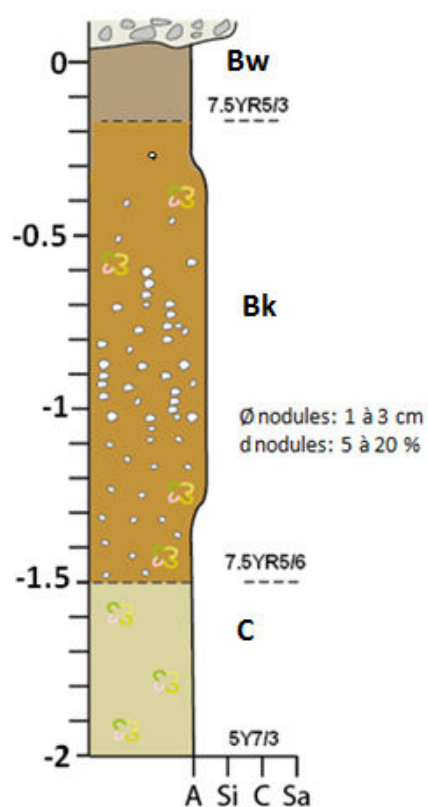
Fe-B.07



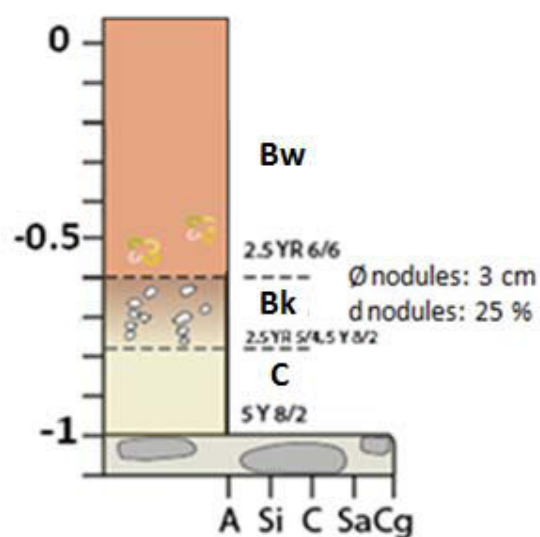
Fe-B.06



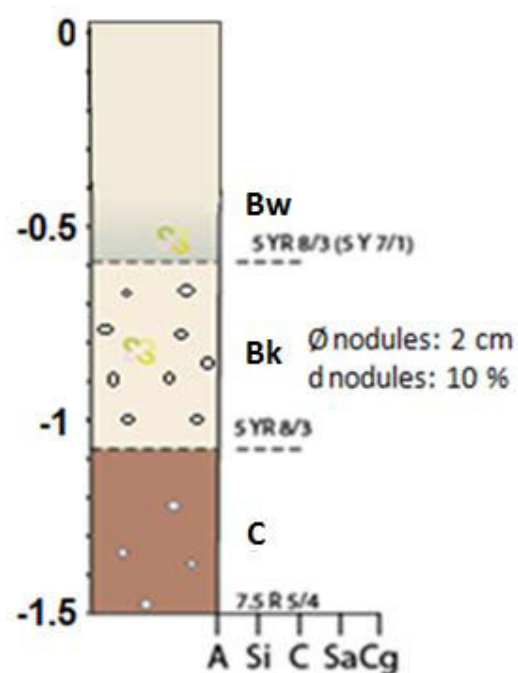
Fe-B.08



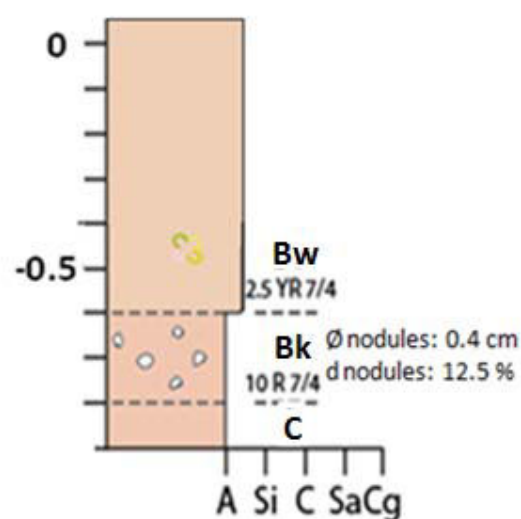
Fe-C.01



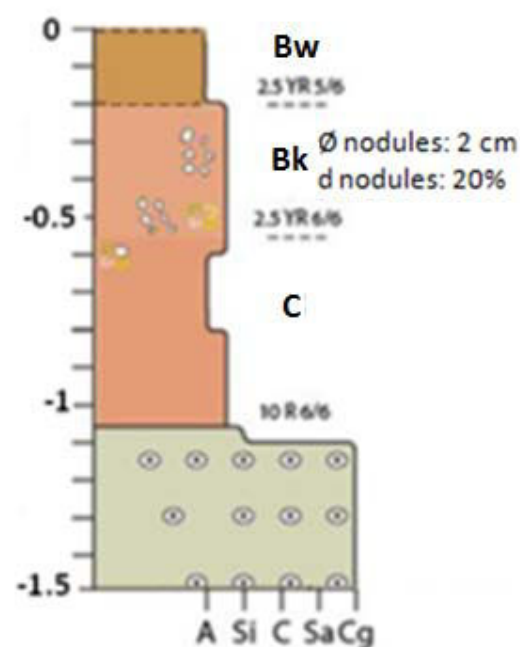
Fe-C.03



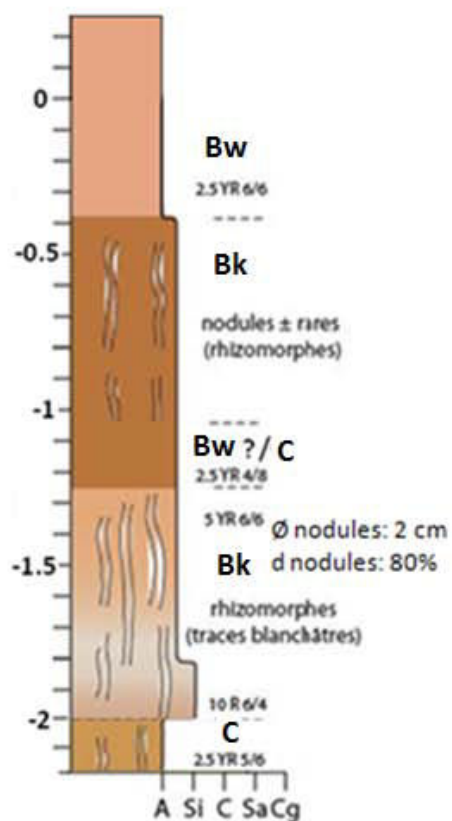
Fe-C.02



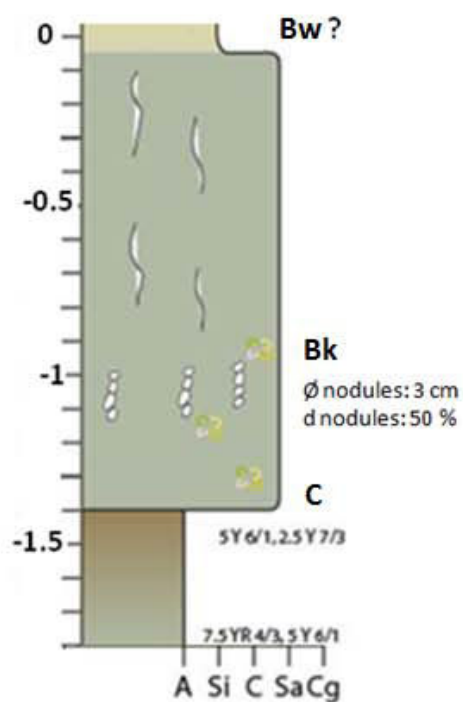
Fe-C.04



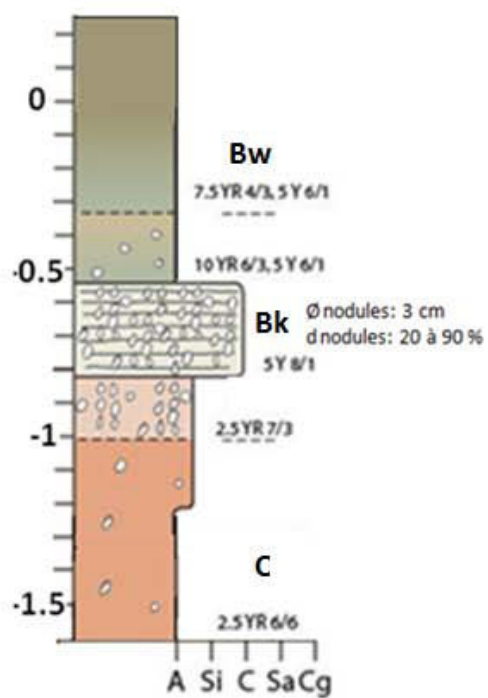
Fe-C.05



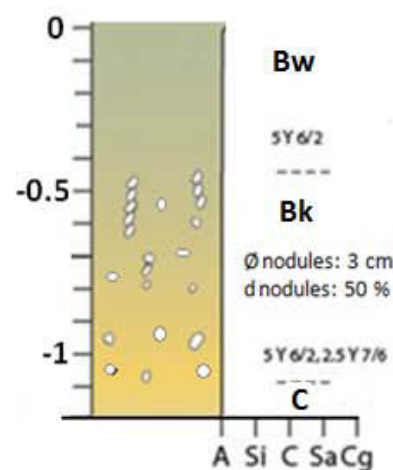
Fe-C.07



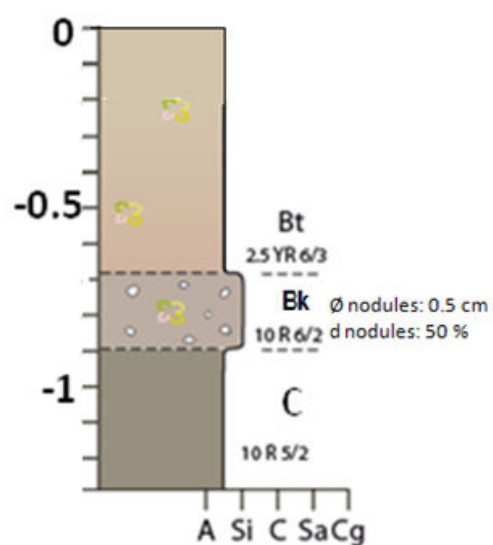
Fe-C.06



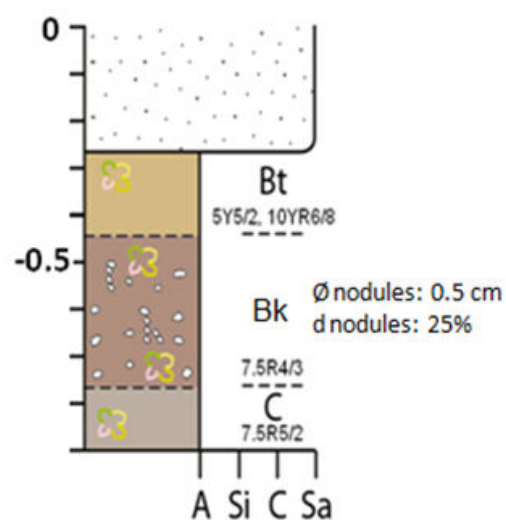
Fe-C.08



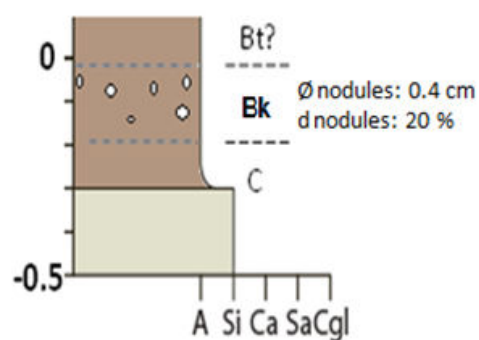
Fe-C.09



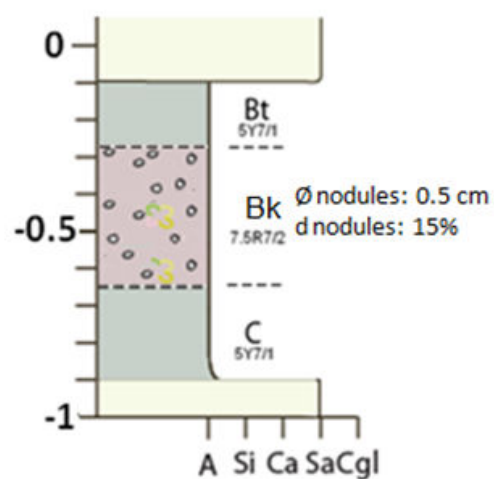
Fe-D.03



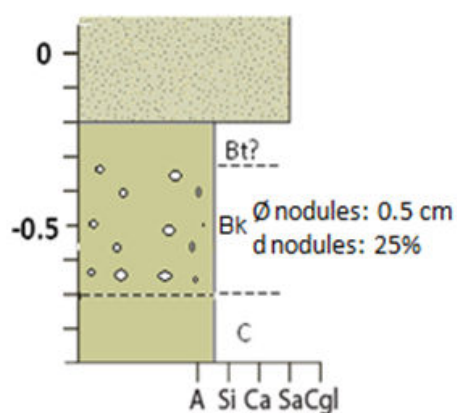
Fe-D.01



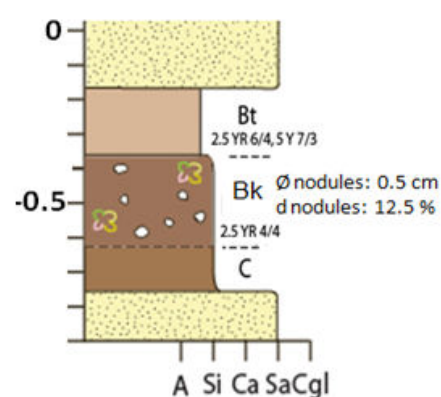
Fe-D.04



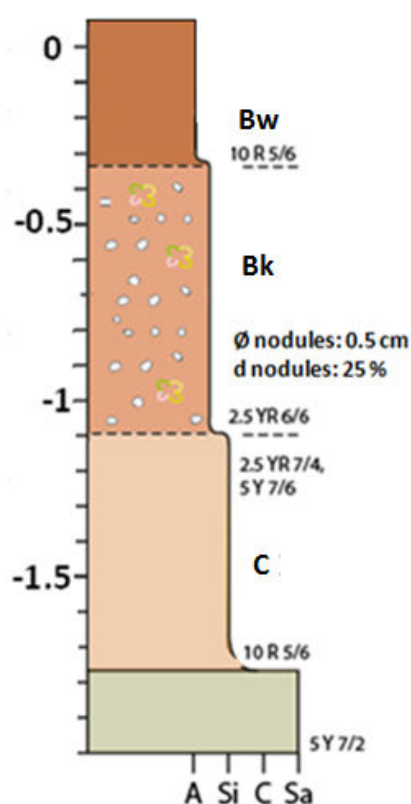
Fe-D.02



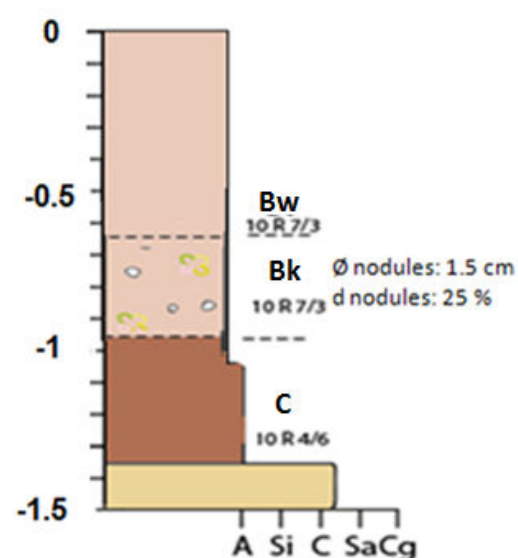
Fe-D.05



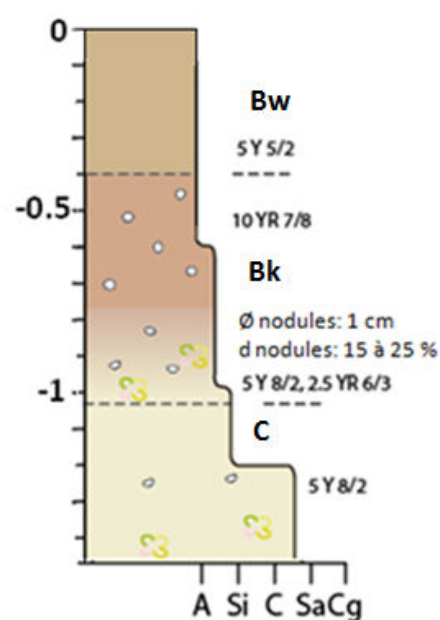
Fe-E.01



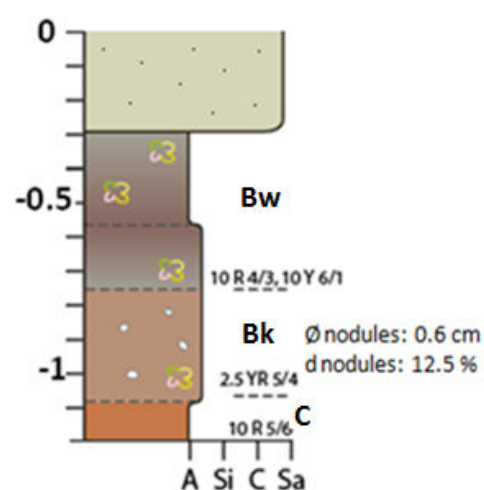
Fe-E.03



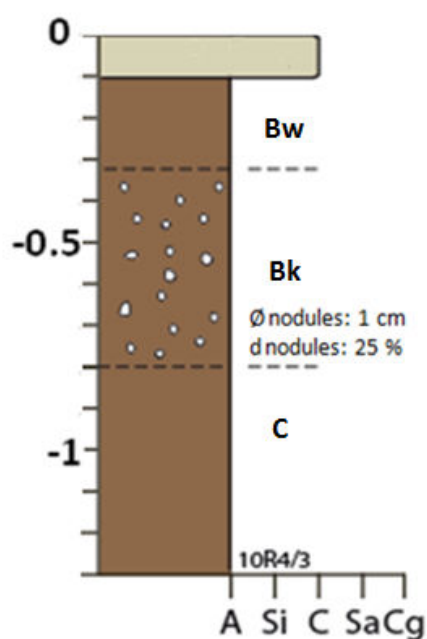
Fe-E.04



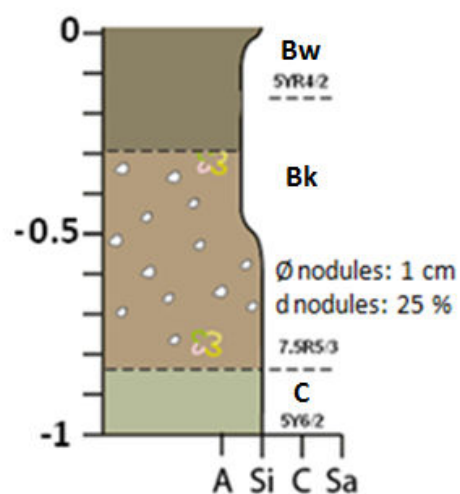
Fe-E.02



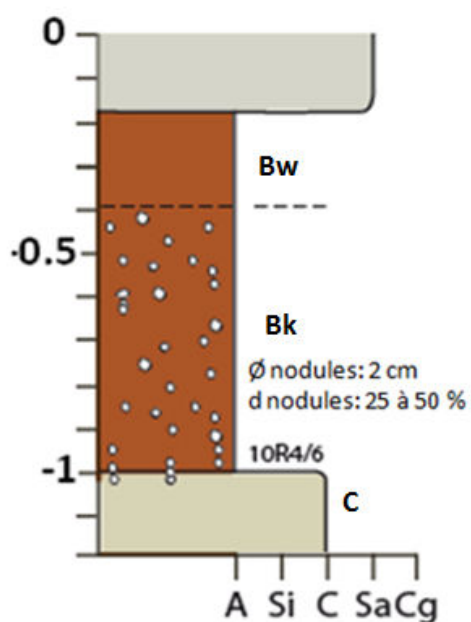
Fe-E.05



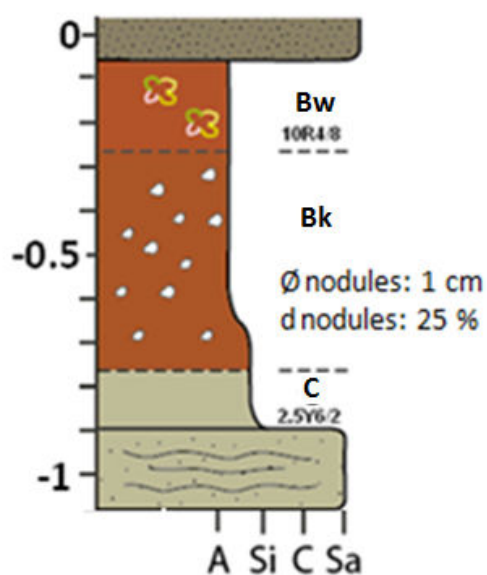
Fe-E.07



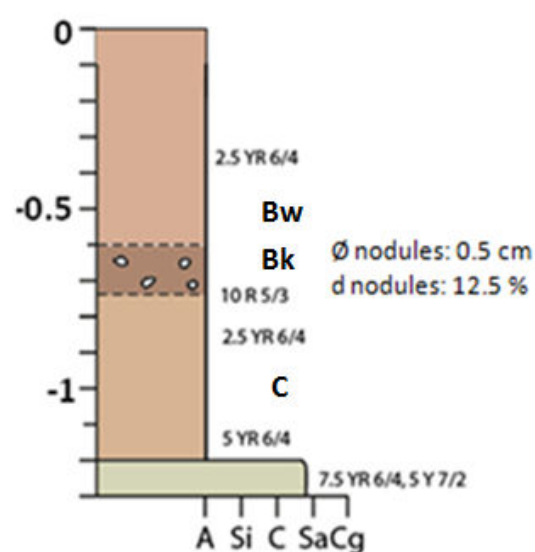
Fe-E.06



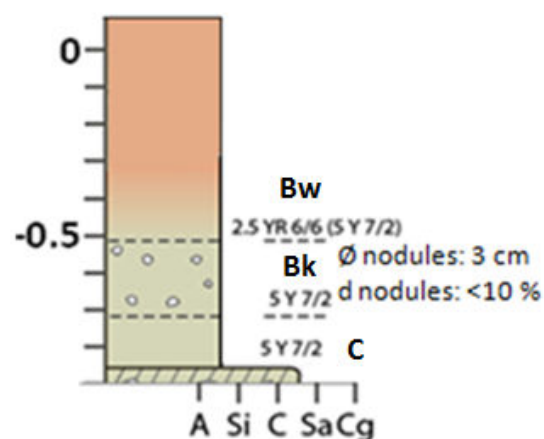
Fe-E.08



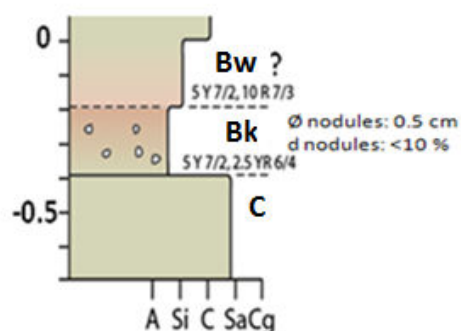
Fe-E.09



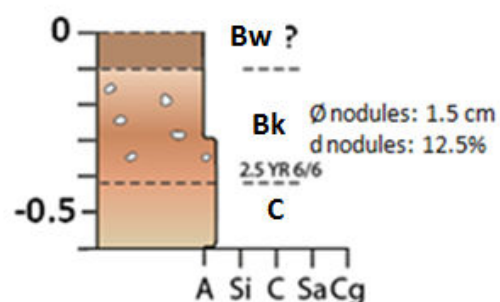
Fe-E.12



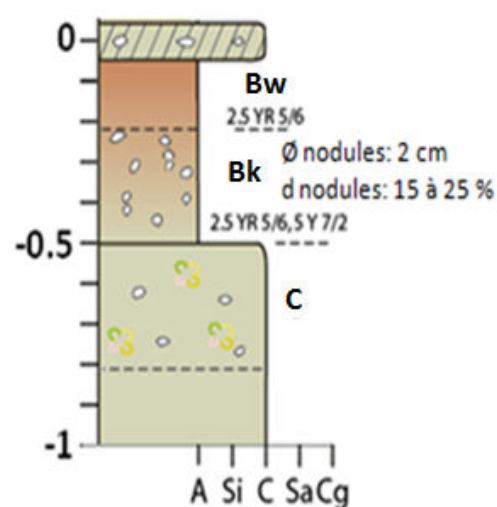
Fe-E.10



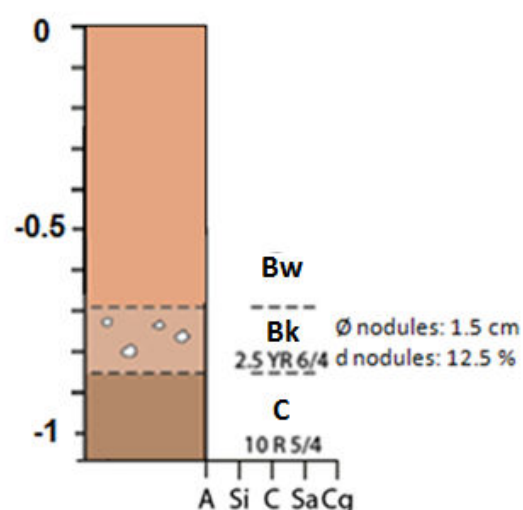
Fe-E.13



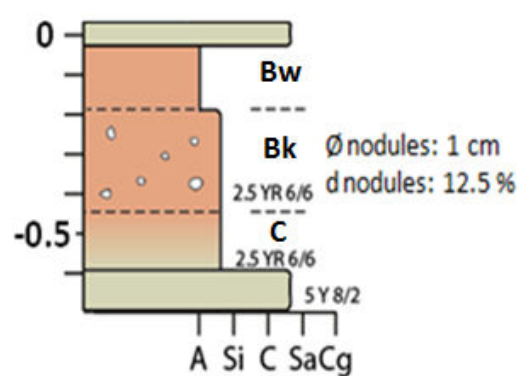
Fe-E.11



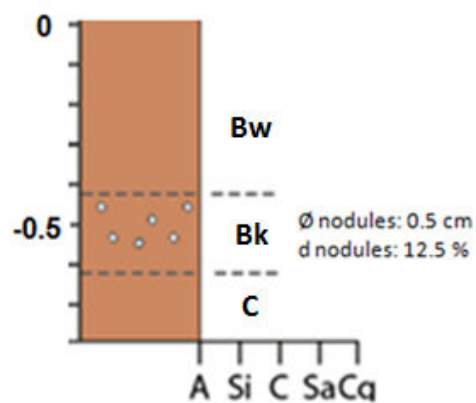
Fe-E.14



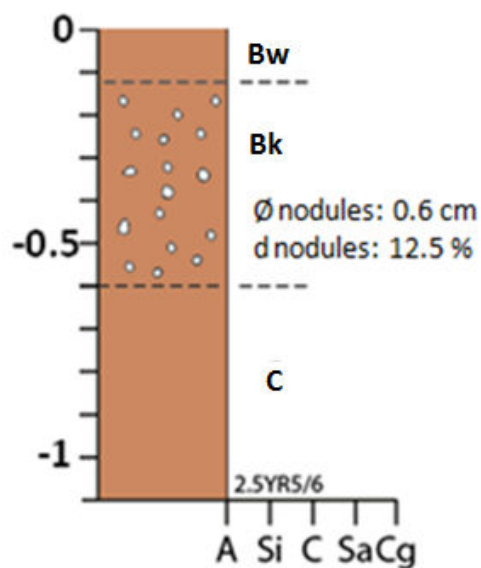
Fe-E.15



Fe-E.17



Fe-E.16

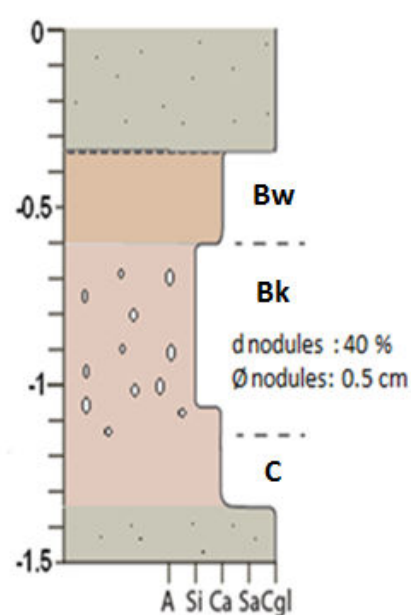


Annexe 2. Synthèse des observations de terrain et dessins des profils des 20 paléosols étudiés dans la coupe des Courtiers.

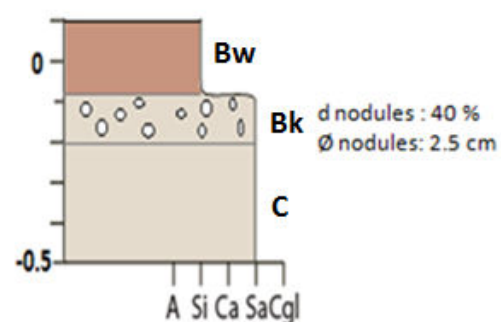
- Les couleurs font référence à la charte de Munsell.
- Le stade de maturité des accumulations carbonatées pédogénétiques est déterminé selon la hiérarchisation de Gile et collaborateurs (1965).
- La désignation des horizons est basée sur la classification pédologique de la WRB (2006).

ID paléosol	Z (m)	Horizons	Granulo./Litho. dominante	Epaisseur des horizons (cm)	Couleur dominante	d nod. (%)	Taille nod. (cm)	Stade calcif.
COU-01	4	Bw?	Silt	tronqué par niv. sableu	2.5YR7/4	40	0,5	II
		Bk	Silt	50	10R7/2			
		C	Sable / Cgl.		10R7/2			
COU-02	6	Bw	Silt	tronqué par niv. sableu	10R7/2	12,5	0,8	II
		Bk	Silt	40	10R7/2			
		C	Silt / Sable		5Y7/1-10R7/2			
COU-03	8	Bw	Silt	55	10R6/4	40	2,5	II
		Bk	Silt / Sable	12	5YR7/2			
		C	Sable		5YR7/2			
COU-04	10	Bw	Argile	65	10R4/4	25	3	II
		Bk	Argile	175	10R6/4			
		C	Silt		10R6/4			
COU-05	13	Bk	Silt	tronqué par niv. sableu	5YR8/4	25	3,5	II
		C	Silt / Sable		5YR7/4			
COU-06	14	Bw	Argile / Silt	tronqué par niv. sableu	10R6/4	20	3	II
		Bk	Calcaire sableux	54	10R6/4			
		C	Calcaire sableux		5YR7/1			
COU-07	15	Bw?	Silt	tronqué par niv. sableu	10R4/6	10	0,5	II
		Bk	Silt	8	10R4/6			
		C	Calcaire		5YR7/1			
COU-08	15,5	Bk	Argile	5	2.5YR6/6	10	0,5	II
		Bw?	Argile	25	2.5YR6/6			
		Bk	Argile	10	2.5YR6/6	10	0,5	II
		C	Sable		5YR7/1			
COU-09	16,5	Bw?	Argile	tronqué par niv. sableu	10R5/6	12,5	1	II
		Bk	Argile	5	10R5/6			
		C	Argile / Sable		5Y7/2-2.5YR6/6			
COU-10	17,5	Bw	Argile	tronqué par niv. sableu	2.5YR6/8	10	0,5	II
		Bk	Argile	10	2.5YR6/8			
		C	Argile		5YR7/1			
COU-11	23	Bw	Argile / silt	40	2.5YR7/4	12,5	0,6	II
		Bk	Silt	46	10R5/3			
		C	Silt		10R6/4			
COU-12	25,3	Bw?	Silt	40	10YR5/2	25	1	II
		Bk	Silt	12	10YR7/2			
		C	Silt / Sable		10YR7/2			
COU-13	26	Bw?	Silt	tronqué par niv. sableu	10YR7/2	12,5	0,5	II
		Bk	Silt	8	10R5/3			
		C	Silt		5YR7/1			
COU-14	28	Bw	Silt	tronqué par niv. sableu	10R5/6	12,5	0,7	II-III
		Bk	Silt	44	10R5/3			
		C	Silt / Sable		10YR5/2			
COU-15	30	Bw	Silt	tronqué par niv. sableu	10YR5/4	50	0,5	II
		Bk	Silt	68	10YR5/4			
		C	Silt / Sable		5YR7/1			
COU-16	34,5	Bw?	Silt	tronqué par niv. sableu	10YR5/4	25	1	II
		Bk	Silt	18	10YR5/4			
		C	Silt		10R7/3			
COU-17	37	Bw	Argile	tronqué par niv. sableu	10YR5/4	25	0,5	II
		Bk	Silt	94	10YR5/4			
		C	Silt / Sable		5YR7/1			
COU-18	41,2	Bw	Argile	tronqué par niv. sableu	10R6/4	12,5	0,5	II
		Bk	Silt	32	10R6/4			
		C	Silt / Sable		10R6/4			
COU-19	50	Bw	Silt	52	10YR5/4-5Y7/1	12,5	0,7	II
		Bk	Silt	40	10YR5/4-5Y7/1			
		C	Silt / Sable		10YR5/4-5Y7/1			
COU-20	53	Bw	Argile	tronqué par niv. sableu	10YR5/4-5Y7/1	10	0,5	II
		Bk	Silt	26	10YR5/4-5Y7/1			
		C	Silt / Sable		10YR5/4-5Y7/1			

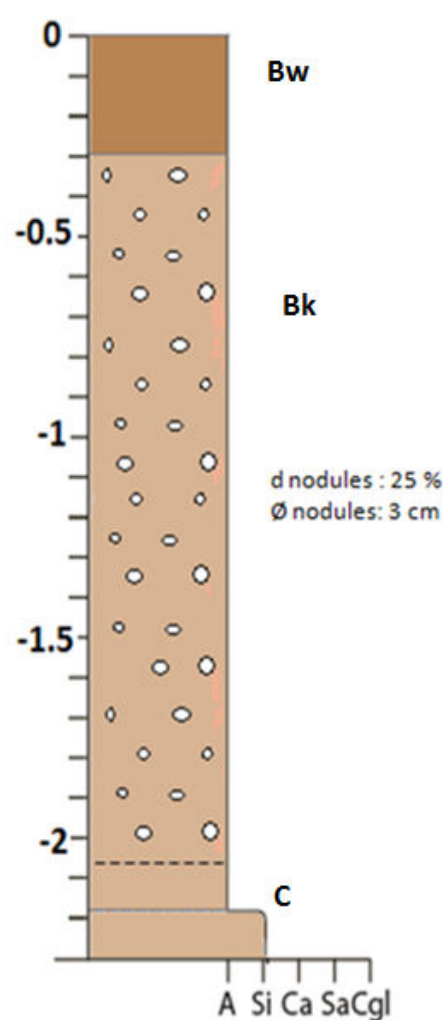
Cou-01



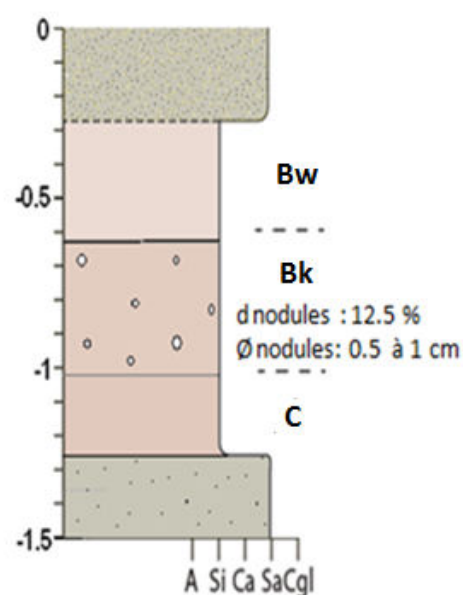
Cou-03



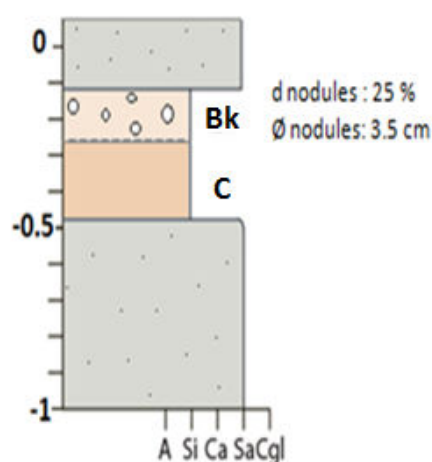
Cou-04



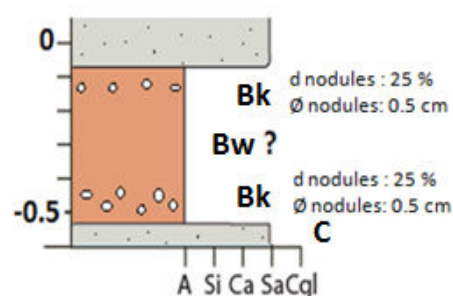
Cou-02



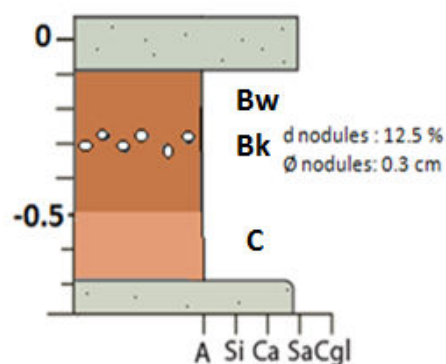
Cou-05



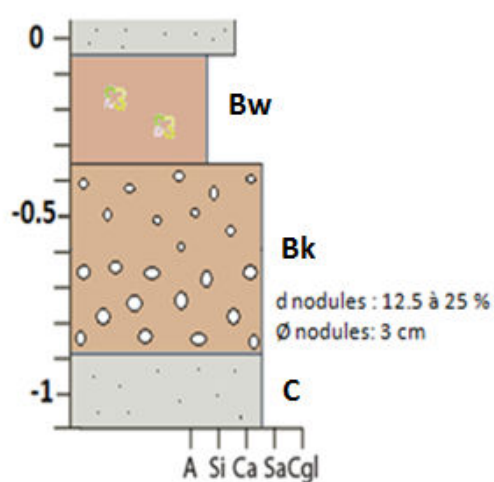
Cou-08



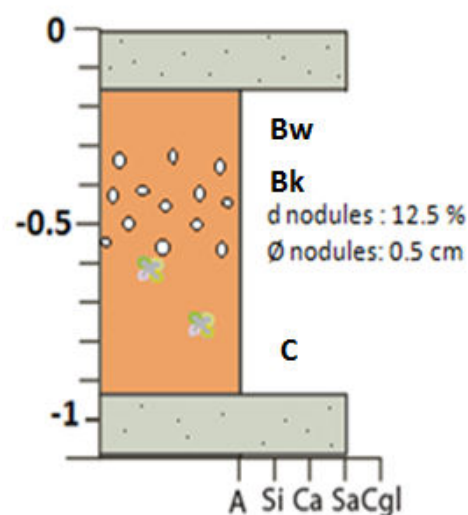
Cou-09



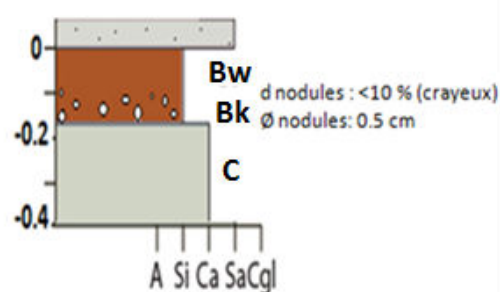
Cou-06



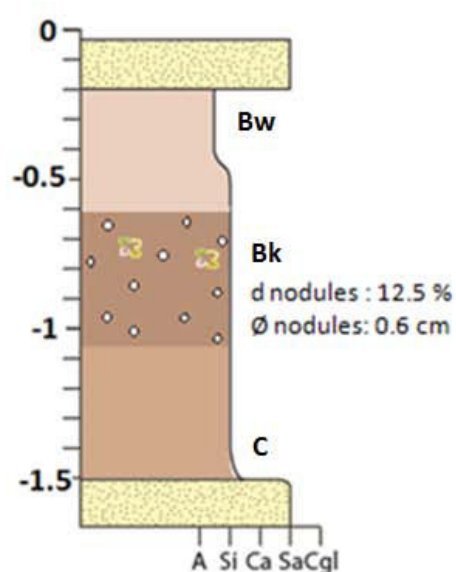
Cou-10



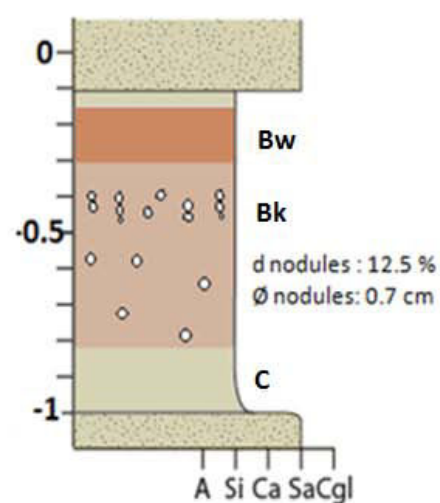
Cou-07



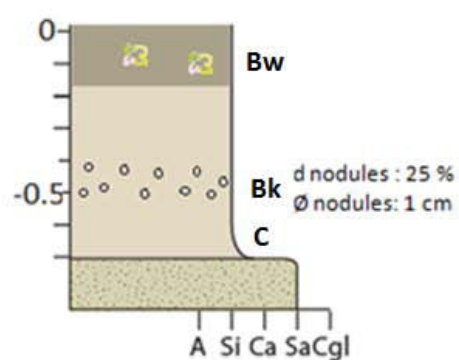
Cou-11



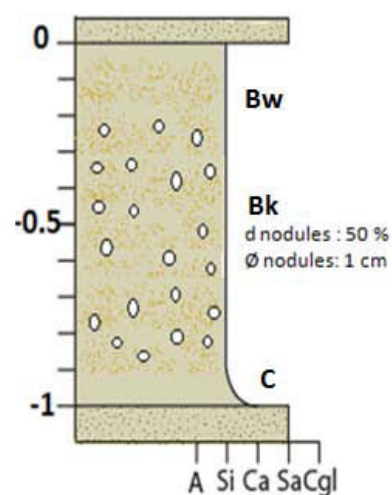
Cou-14



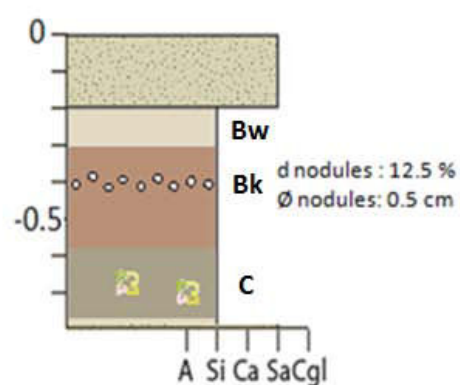
Cou-12



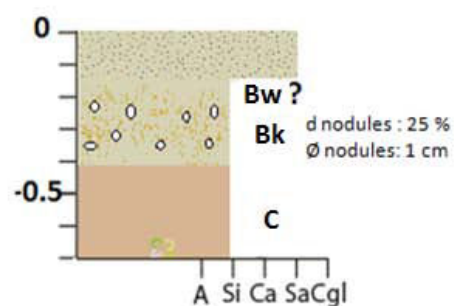
Cou-15



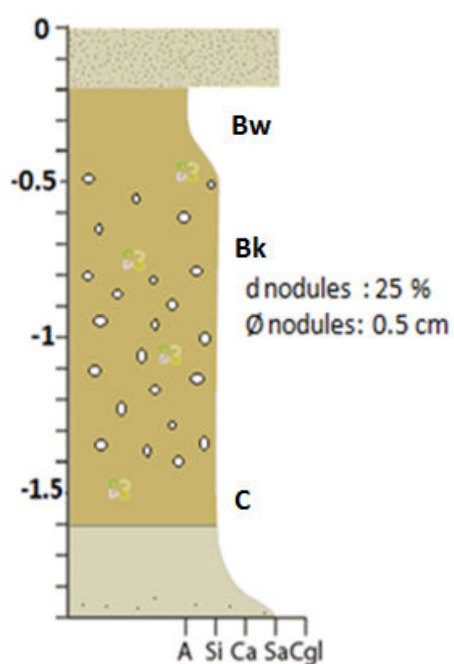
Cou-13



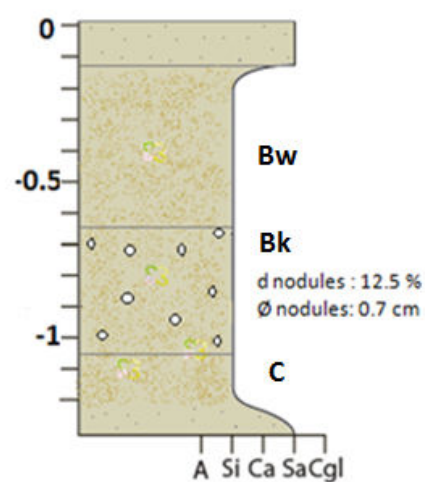
Cou-16



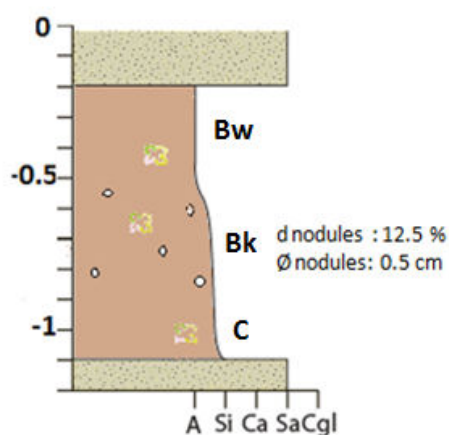
Cou-17



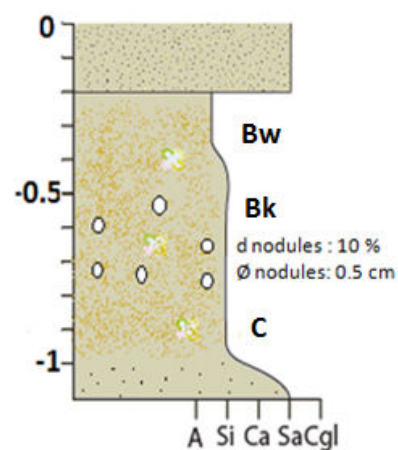
Cou-18



Cou-18



Cou-19

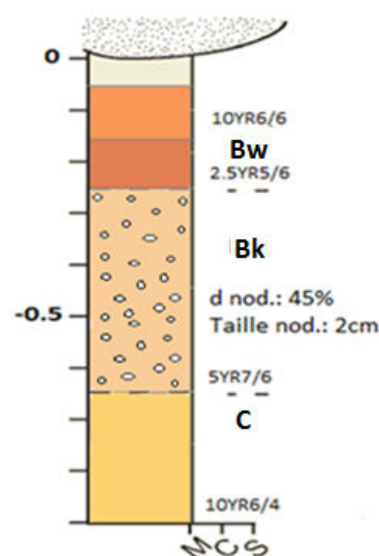


Annexe 3. Synthèse des observations de terrain et dessins des profils des 9 paléosols étudiés dans la série du fan de Tórtola.

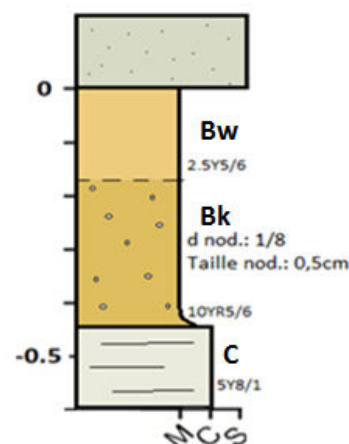
- Les couleurs font référence à la charte de Munsell.
- Le stade de maturité des accumulations carbonatées pédogénétiques est déterminé selon la hiérarchisation de Gile et collaborateurs (1965).
- La désignation des horizons est basée sur la classification pédologique de la WRB (2006).

ID paléosol	Section	Z (m)	Horizons	Granulo./Litho. dominante	Epaisseur des horizons (cm)	Couleur dominante	d nod (%)	Taille nod. (cm)	Stade calcif.
HIG-01	La Higuera	6	Bw	Argile	?	2.5YR5/6	45	2	II
			Bk	Argile	40	5YR7/6			
			C	Argile		10YR6/4			
CAN-01	Canales	15	Bw	Argile	?	10R7/3	10	1	II
			Bk	Argile	34	7.5R6/4			
			C	Argile-Silt		10R6/4			
CAN-02	Canales	20	Bw	Argile	?	2.5Y5/6	12,5	0,5	II
			Bk	Silt	25	10YR5/6			
			C	Calcaire		5Y8/1			
CAN-03	Canales	122	Bw	Argile	?	5YR4/6	85	0,2	III
			Bk	Calcaire	25	5YR5/6			
			C	Argile		5YR8/6			
PSJ-01	Penas de San Juan	4	Bw	Argile	?	2.5YR6/4	12,5	1	II
			Bk	Argile	28	7.5R6/4			
			C	Silt		10R6/4			
PSJ-02	Penas de San Juan	6	Bw	Argile	42	10R5/8	12,5	1	II
			Bk	Argile	26	10R4/4			
			C	Argile		10R6/8			
PSJ-03	Penas de San Juan	20	Bw	Argile	45	2.5YR5/6	12,5	1,5	II
			Bk	Argile	28	2.5YR5/6			
			C	Argile		10R6/6			
PSJ-04	Penas de San Juan	22,5	Bw	Argile	?	5YR6/3	25	1	II
			Bk	Argile	28	2.5YR6/4			
			C	Argile		5YR6/6			
PSJ-08	Penas de San Juan	70	Bw	Argile	?	2.5YR7/6	25	1,5	II
			Bk	Argile	30	10R7/3			
			C	Sable		5YR7/3			

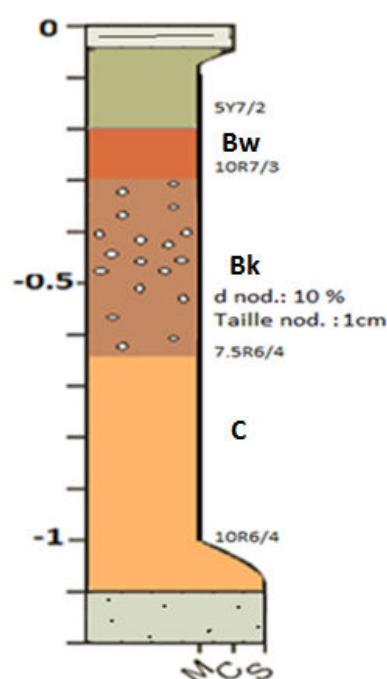
HIG-01



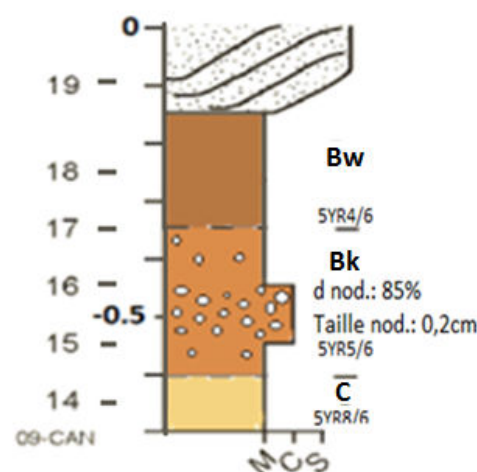
CAN-02



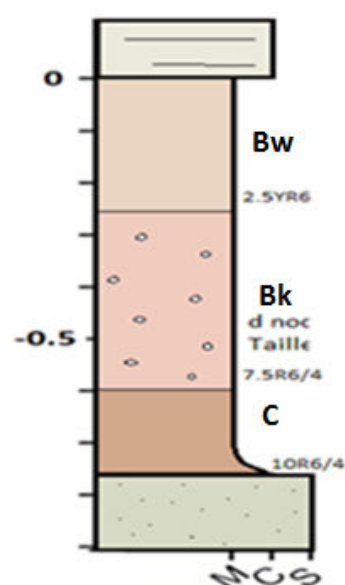
CAN-01



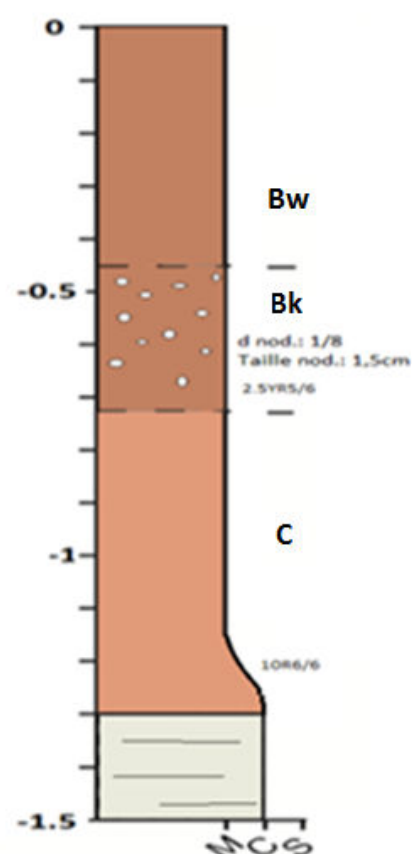
CAN-03



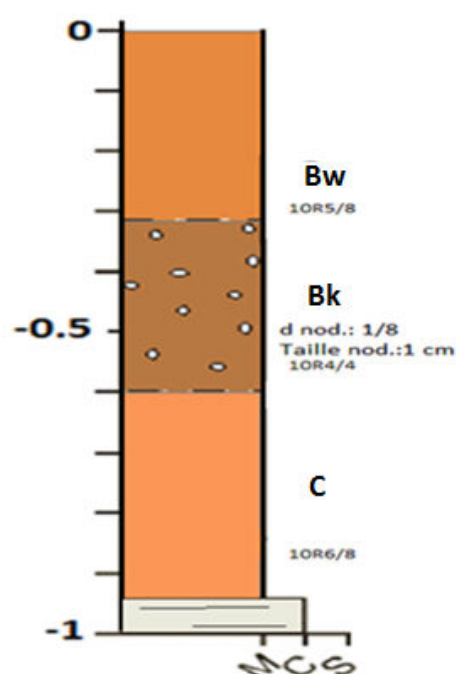
PSJ-01



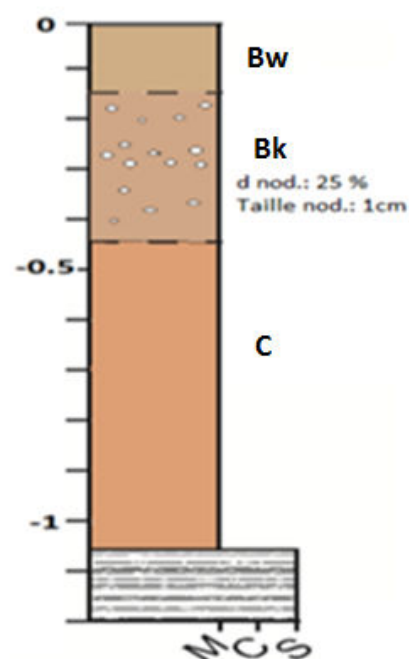
PSJ-03



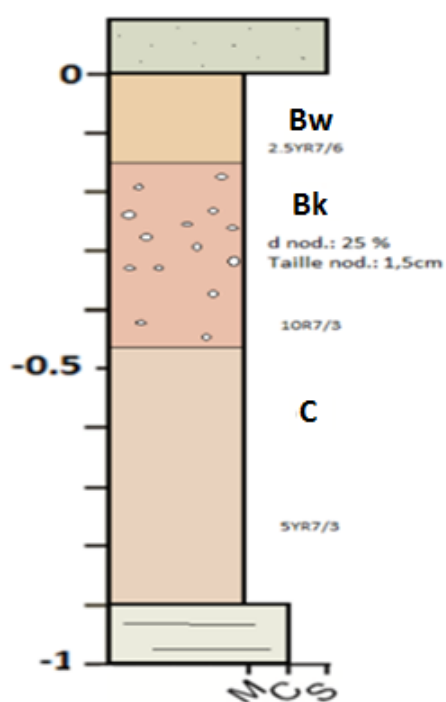
PSJ-02



PSJ-04



PSJ-08



<p><u>Annexe 4.</u> Synthèse des observations de terrain et dessins des profils des 28 sols étudiés en Aragon et en Catalogne.</p>

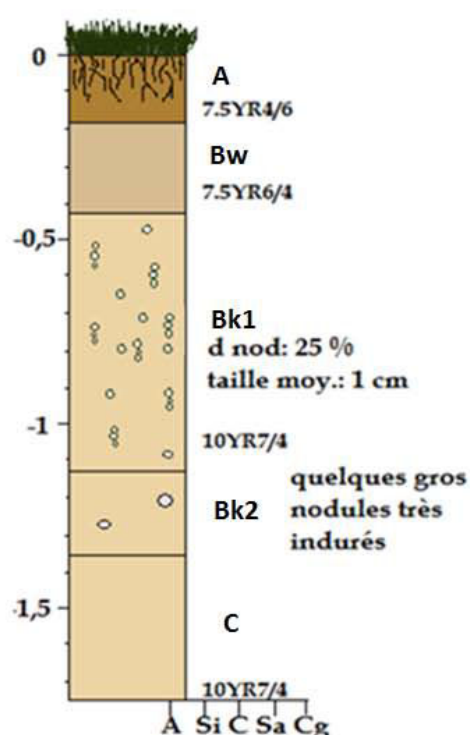
- Les couleurs font référence à la charte de Munsell.
- Le stade de maturité des accumulations carbonatées pédogénétiques est déterminé selon la hiérarchisation de Gile et collaborateurs (1965).
- La désignation des horizons est basée sur la classification pédologique de la WRB (2006).

ID Sol	Coordonnées (WGS 84)	Altitude (m)	Type de sol (WRB 2006)	Matériau parental	Horizon	Profondeur (cm)	Couleur (Munsell)	d nod. (%)	Taille nod. (cm)	Stade calcif.
1	N 42.26678°, W 0.67535°	585	Calcisol haplique	Argile / Silt	A Bw Bk C	0-18 18-42 42-113 113-?	7.5YR4/6 7.5YR6/4 10YR7/4 10YR7/4	25	1	I-II
2	N 42.268349°, W 0.650114°	667	Calcisol haplique	Galets (Calcaire)	A Bw Bk Bk/C C	0-14 14-29 29-79 79-110 110-130	7.5YR3/2 7.5YR3/4 7.5YR3/4 7.5YR5/4 7.5YR5/4	12	0,5	II
3	N 42.31604°, W 0.74412°	516	Calcisol haplique	Galets (Calcaire + granite)	A Bw Bk Bk/C C	0-5 5-22 22-80 80-130 130-240	5YR3/4 5YR5/6 7.5YR7/3 7.5YR5/4 7.5YR5/4			I
4	N 42.32836°, W 0.6146°	1020	Calcisol haplique	Argile / Silt	A Bw Bk C	0-10 10-25 25-136 136-?	5YR5/4 7.5YR7/6 7.5YR7/6 7.5YR7/6	12	2	I-II
5	N 42.23702°, W 0.455590°	669	Calcisol haplique	Galets (Calcaire)	A Bw Bk Bk/C C	0-11 11-62 62-90 90-135 135-?	5YR4/4 5YR5/6 7.5YR7/3 7.5YR5/4 7.5YR5/4	12	0,5	II
6	N 41.843792°, W 0.074115°	488	Calcisol pétrique / haplique	Sable	A Bk1 Bk2 Bt _k Bt Bk C	0-10 10-92 92-120 120-150 150-182 182-240 240-295	7.5YR5/4 10YR8/3 10YR8/3 10YR8/4 7.5YR7/4 10YR8/4 10YR7/4	50 25	0,5 0,5	V IV II II
7 *	N 41.410983°, E 0.302619°	393	Calcisol pétrique	Calcaire	Ah1 Ah2 Bk	0-30 30-60 60-?	7.5YR5/3 7.5YR6/4 10YR8/1			II
8 *	N 41.375460°, E 0.282485°	168	Calcisol haplique	Calcaire	A Bk1 Bk2 C	0-20 20-70 70-114 114-140	10YR3/3 10YR5/4 10YR8/3 10YR8/4			II
9 *	N 41.368780°, E 0.288013°	190	Gypsisol calcique	Argile / Silt	Ah Bw By1 By2	0-30 30-50 50-100 100-120	10YR6/2 10YR7/3 2.5Y8/2 2.5Y8/3			
10 *	N 41.377735°, E 0.290260°	151	Luvisol calcique	Argile / Silt	A Bk Bw C	0-23 23-40 40-78 78-120	10YR6/6 10YR7/4 10YR7/5 10YR7/4			II
11 *	N 41.824468°, W 0.109263°	362	Calcisol pétrique	Calcaire	Ah Bw Bk C	0-30 30-60 60-90 90-150	7.5YR5/4 7.5YR7/4 10YR8/2 10YR8/2			II
12 *	N 41.793576°, W 0.117830°	326	Calcisol pétrique	Sable	Ah Bk Ck C	0-30 30-110 110-150 150-190	10YR4/4 10YR8/3 10YR8/4 10YR8/4			IV
13 *	N 41.736929°, W 0.106920°	268	Calcisol pétrique	Calcaire	A Bk C	0-40 40-88 88-150	10YR4/4 10YR8/3 10YR8/2			V
14 *	N 41.717087°, W 0.119773°	247	Calcisol haplique	Sable	Ap Bk C	0-40 40-60 60-90	10YR5/3 10YR6/3 10YR8/3			II
15 *	N 41.716021°, W 0.141410°	236	Calcisol haplique	Sable	A Bw Bk1 Bk2 C	0-30 30-80 80-106 106-125 125-180	10YR6/3 10YR6/4 10YR7/4 10YR7/4 10YR7/4			II II
16 *	N 41.451139°, E 0.425133°	122	Calcisol pétrique	Sable calcaire	A Bw Bk C	0-20 20-40 40-80 80-120	7.5YR5/5 7.5YR5/4 10YR8/3 10YR7/2			II
17 *	N 41.445937°, E 0.370192°	110	Luvisol calcique	Calcaire	A Bw Ck1 Ck2	0-20 20-50 50-75 75-?	10YR5/4 7.5YR6/4 2.5YR7/3 2.5Y7/2			

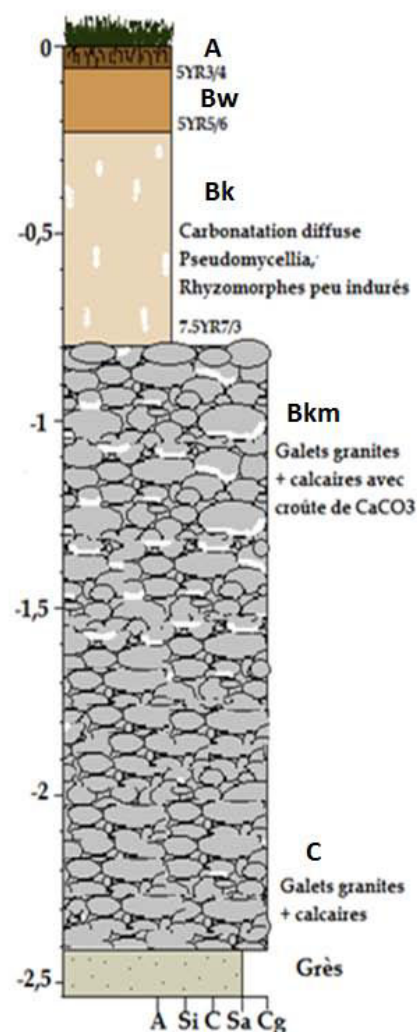
ID Sol	Coordonnées (WGS 84)	Altitude (m)	Type de sol (WRB 2006)	Matériau parental	Horizon	Profondeur (cm)	Couleur (Munsell)	d nod.	Taille nod. (cm)	Stade calcif.
18*	N 41.435338°, E 0.364544°	84	Calcisol haplique	Sable	A Bw Bk Bk1 Bk2 C	0-20 20-40 40-80 80-120 120-180 180-?	10YR4/3 10YR3/4 10YR4/4 10YR5/3 10YR5/3 10YR8/3			I II II
19	N 42.274211°, W 0.748910°	371	Calcisol haplique	Galets (Calcaire + granite)	A Bw Bk1 Bk2 Ck	0-32 32-60 60-98 98-110 110-134	10YR4/3 10YR5/4 2.5Y6/4 2.5Y6/4 7.5YR7/4	12 <10	0,8 1	II II
20	N 42.19365°, W 0.75664°	360	Calcisol haplique	Galets (Calcaire + granite)	A Bw Bk1 Bk2 Ck	0-30 30-50 50-100 100-130 154-190	10YR4/3 10YR5/4 2.5Y6/4 2.5Y6/4 10YR5/4	<25 12	0,6 3,5	II II
21	N 42.02021°, W 0.7761°	340	Calcisol haplique	Galets (Calcaire + granite)	A Bw Bk Ck C	0-20 20-46 46-60 60-76 76-120	10YR4/3 10YR5/4 2.5Y6/4 10YR5/4 10YR5/4			I
22	N 41.499060°, E 0.760500°	295	Calcisol haplique	Argile / Silt	A Bw Bk1 Bk2 C	0-10 10-46 46-78 78-92 92-?	7.5YR4/3 2.5YR4/6 2.5YR4/6 5YR5/4 2.5Y7/1	25 12	0,4 1	I-II I-II
23	N 41.500050°, E 0.759122°	245	Calcisol haplique	Sable	A Bk Bw Bk2 C	0-14 14-40 40-64 64-90 90-150	2.5Y5/3 10R5/4 10R4/4 10R4/3 5Y8/2	12 25	0,4 0,5	II II
24	N 41.253026°, E 1.536501°	41	Calcisol haplique	Sable	A Bw Bk C	0-10 10-40 40-110 110-?	7YR4/3 7.5YR4/6 7.5YR6/6 7.5YR7/4	90	2	III
25	N 41.27276°, E 1.46584°	185	Calcisol pétrique / haplique	Calcaire	A Bk Bk1 Bk2 C	0-5 5-30 30-100 100-170 170-?	7.5YR4/3 5YR7/2 5YR6/6 5YR5/6 5YR7/3	80-99 25	3 3	III-IV III
26	N 41.32255°, E 1.21347°	475	Calcisol haplique	Argile / Silt	A/Bw Bk C	0-40 40-80 80-?	7.5YR5/4 2.5YR5/6 2.5YR5/4	25	0,5	II
27	N 41.22685°, E 1.44093°	173	Calcisol pétrique / haplique	Argile / Silt	A / Bw Bk1 Bk2 C	0-20 20-120 120-180 180-?	10YR5/3 10R7/2 2.5YR5/6 10R5/4	50	3	V II-III
28	N 41.22368°, E 1.43835°	166	Calcisol haplique	Argile / Silt	A Bw Bk1 Bk2 C	0-12 12-34 34-90 90-190 190-?	7.5Y5/4 7.5Y5/4 5YR6/4 5YR6/4 2.5YR6/4	50 25	3 3	II-III II

* sols analysés en laboratoire

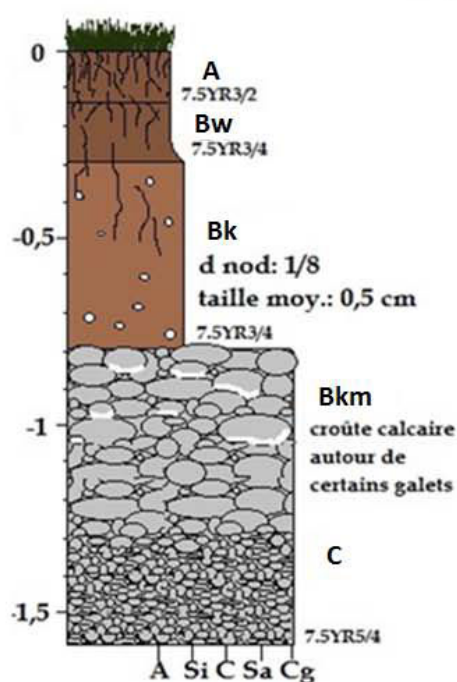
Sol 1



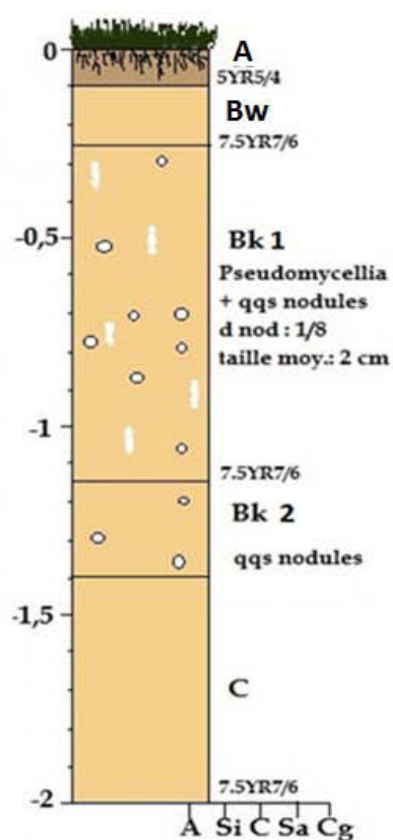
Sol 3



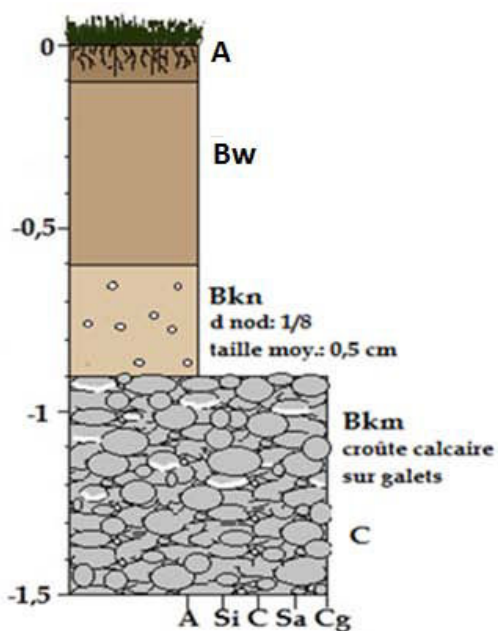
Sol 2



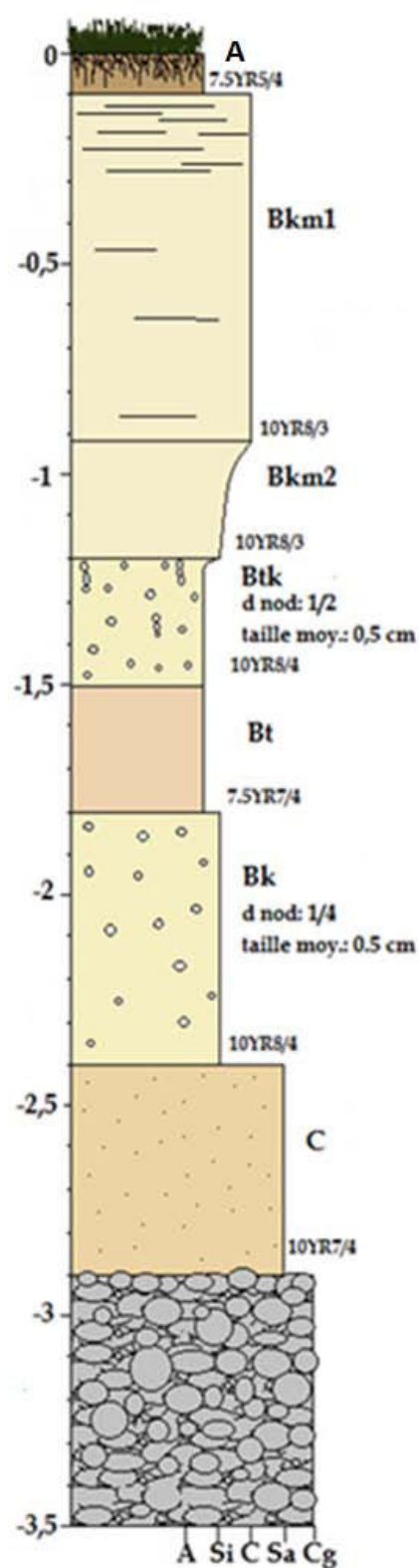
Sol 4



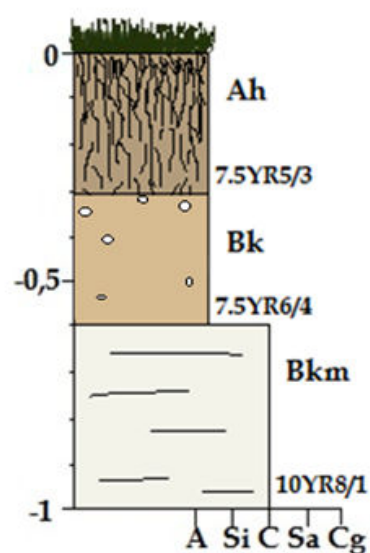
Sol 5



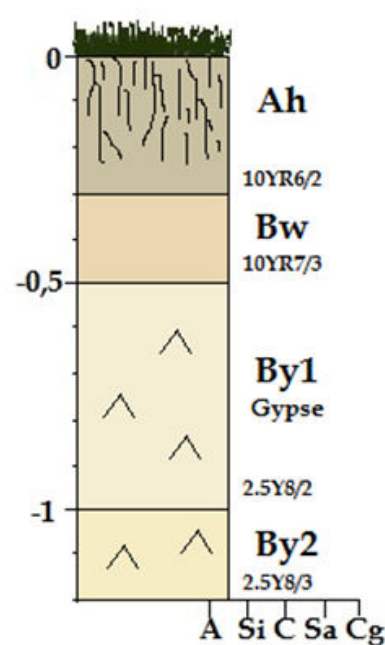
Sol 6



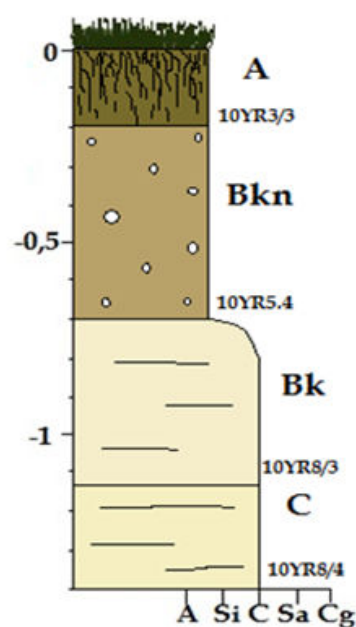
Sol 7



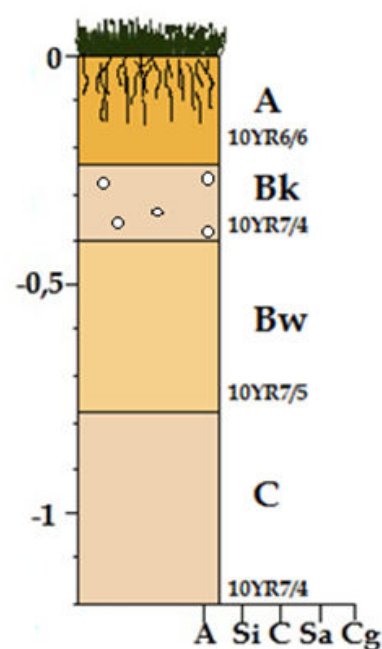
Sol 9



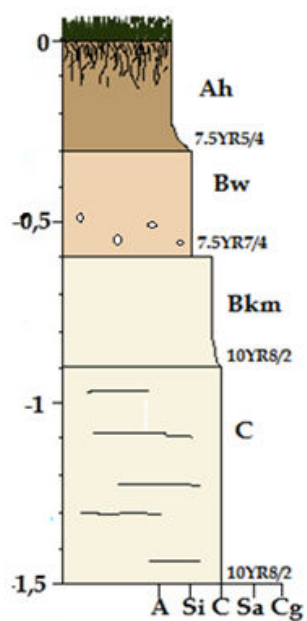
Sol 8



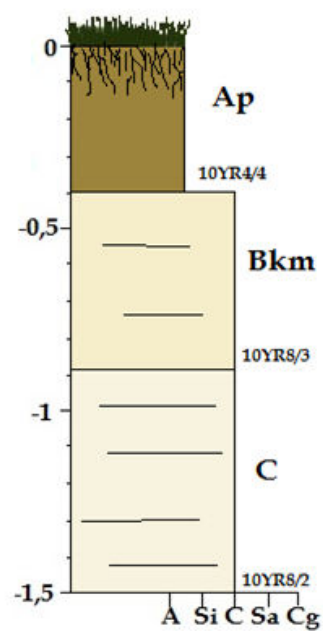
Sol 10



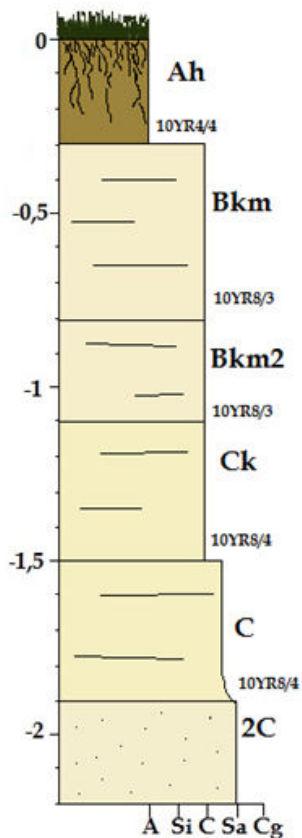
Sol 11



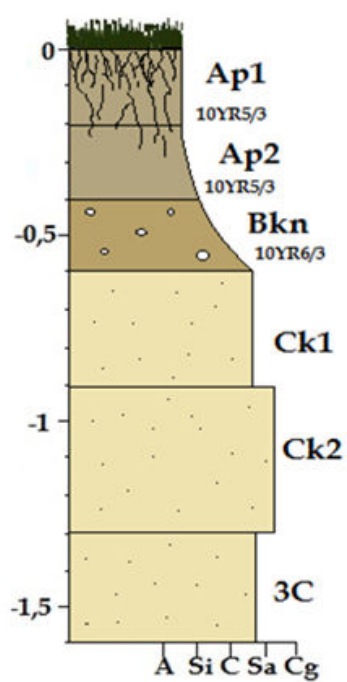
Sol 13



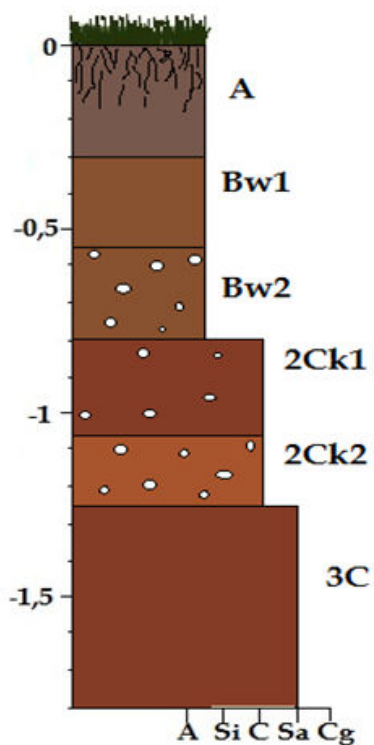
Sol 12



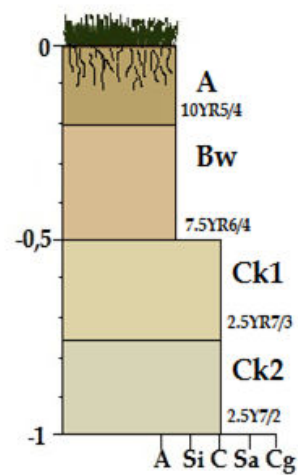
Sol 14



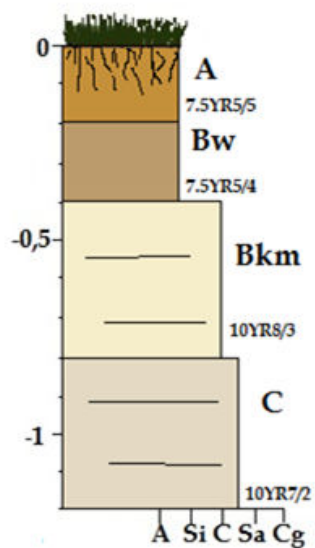
Sol 15



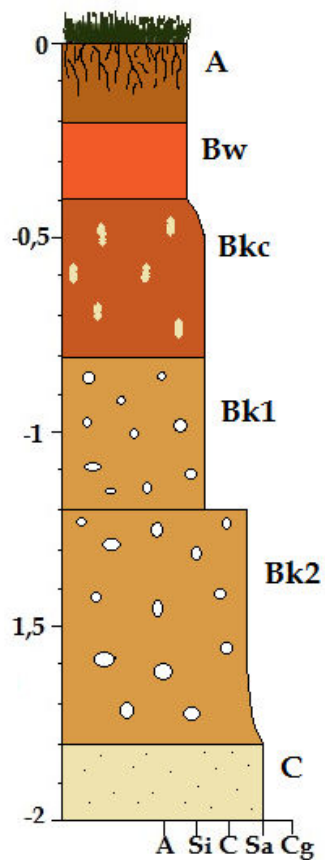
Sol 17



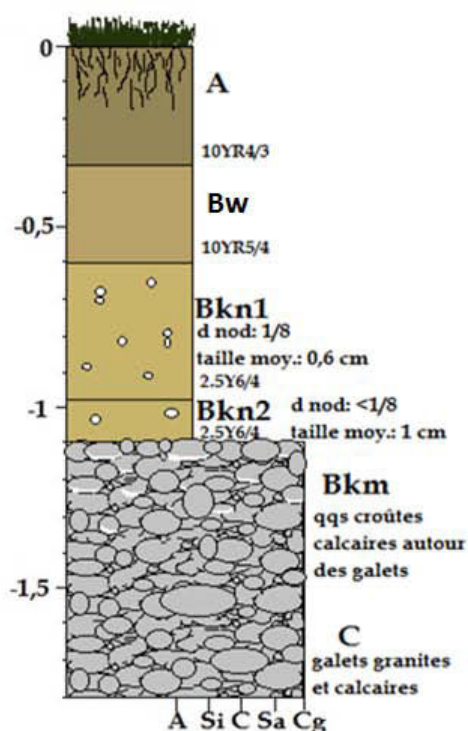
Sol 16



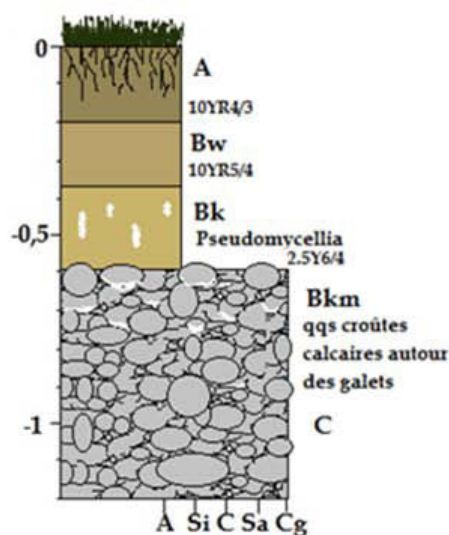
Sol 18



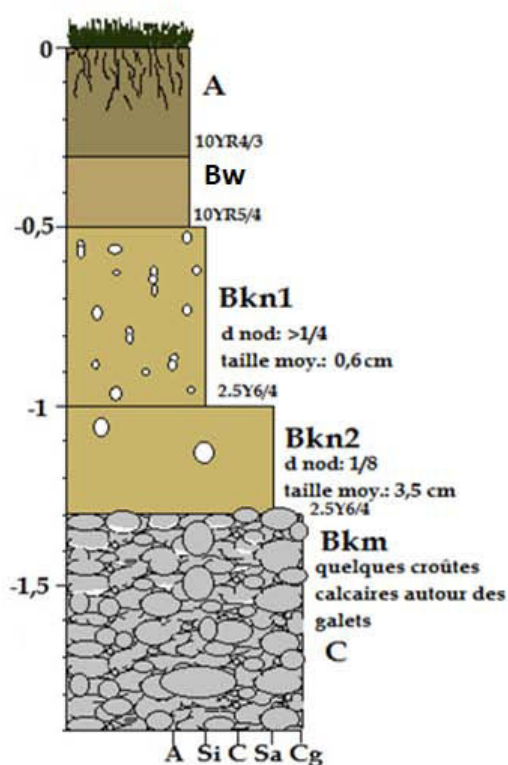
Sol 19



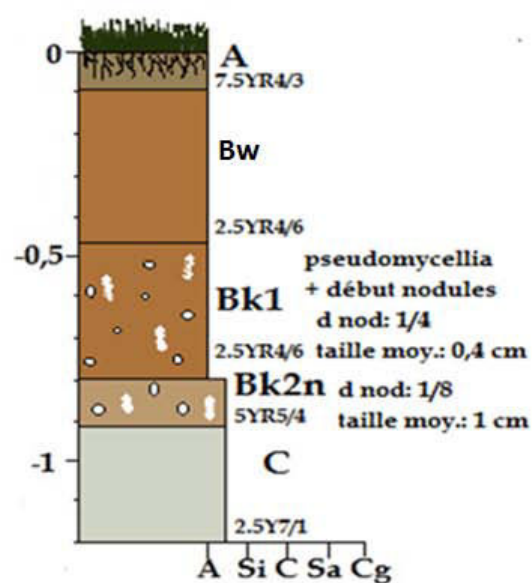
Sol 21



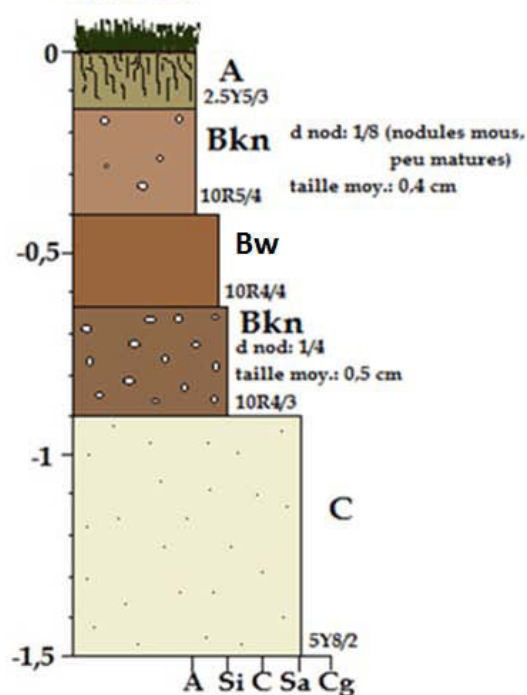
Sol 20



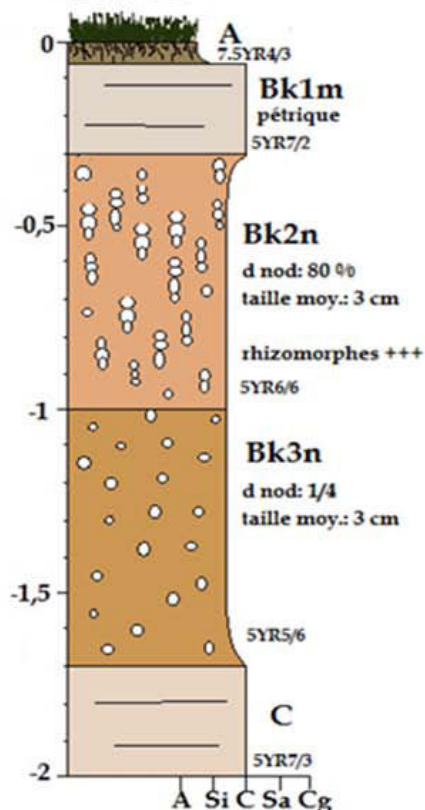
Sol 22



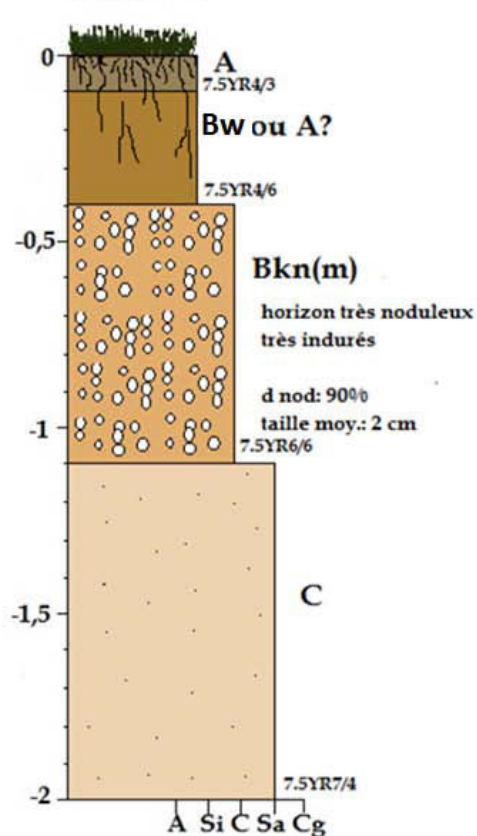
Sol 23



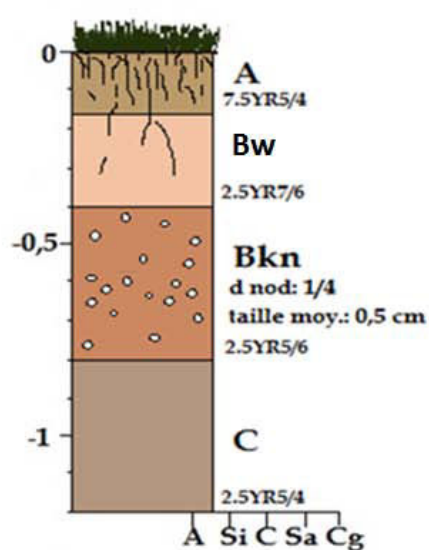
Sol 25



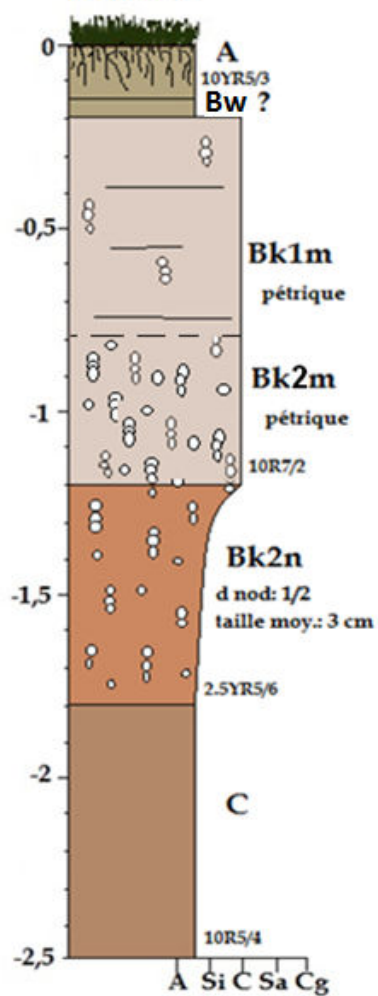
Sol 24



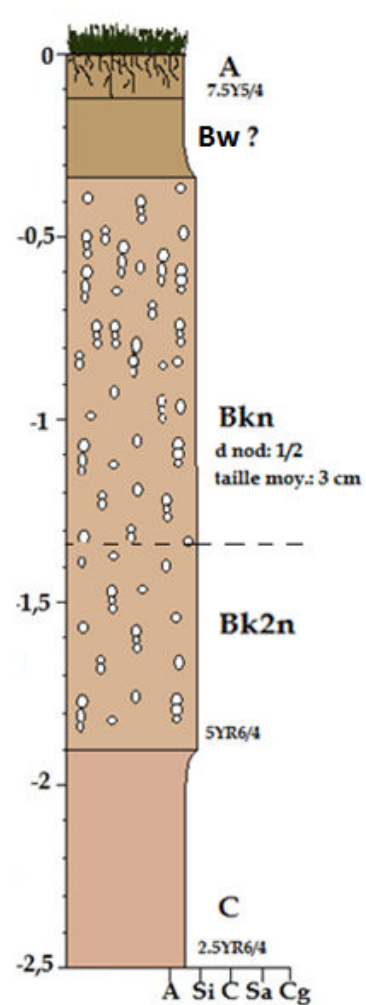
Sol 26



Sol 27



Sol 28



Annexe 5. Etude comparative des méthodes d'analyse des teneurs en éléments majeurs.

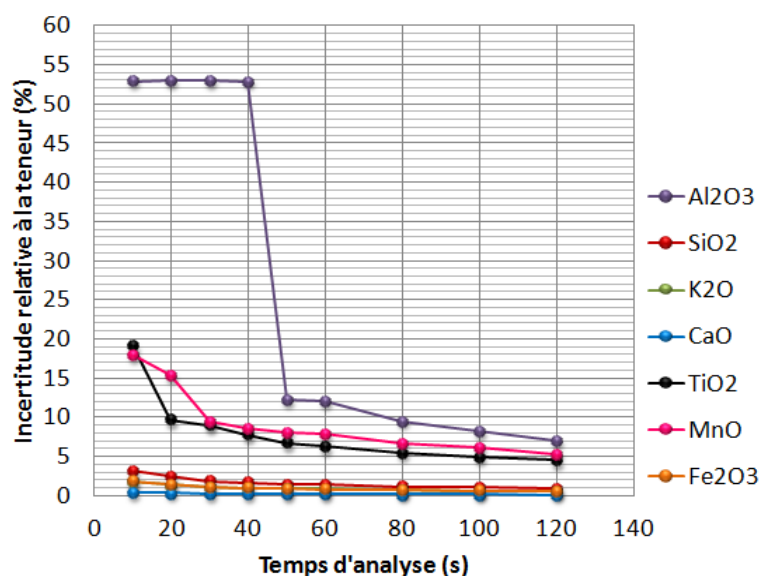
- **Présentation des méthodes :**

- La première méthode utilisée pour analyser la composition élémentaire des objets étudiés est classiquement utilisée en pédologie. Il s'agit de la **spectrométrie optique par torche à plasma** (ICP-OES), méthode de laboratoire dont le principe consiste à ioniser un échantillon en le soumettant à un plasma extrêmement chaud (environ 6000 K) pour ensuite identifier et quantifier chaque élément sur la base des longueurs d'onde des photons émis pour retourner à l'état d'équilibre (Todoli & Mermet, 2008). Pour cette étude, les analyses ont été effectuées après échantillonnage et micro-broyage par le Service d'Analyses des Roches et Minéraux (SARM) du Centre de Recherches Pétrographique et Géochimiques (CRPG) de Nancy à l'aide d'un spectromètre *thermo-elemental IRIS*.
- La seconde méthode utilisée est la **spectrométrie par fluorescence X** (XRF). Les teneurs des principaux éléments constituant l'échantillon sont mesurées suite à l'ionisation du matériau par des rayons X. Si des méthodes de laboratoire existent, nous avons eu à notre disposition une sonde portative *XRF Delta Olympus*, acquise par la FIRE (Fédération Ile de France de Recherche en Environnement), qui présente l'avantage de pouvoir mesurer directement la composition d'un matériau sur le terrain sur une fenêtre d'environ 10 cm³ (site web Olympus).

- **Calibration de la sonde XRF :**

Parmi les différents modes proposés par la sonde XRF, le mode *mineral +* est retenu car il permet de mesurer une plus large gamme d'éléments, notamment l'aluminium et le silicium. A l'inverse de l'ICP, le sodium et le magnésium sont trop légers pour être détectables par le logiciel intégré à la machine.

Il est également possible de choisir la durée d'analyse, correspondant au temps d'ionisation et d'analyse du spectre de fluorescence X. Avec le mode sélectionné, ce processus est réalisé en deux étapes consécutives : les éléments les plus lourds (métaux de transition et métaux pauvres) sont d'abord mesurés puis les plus légers avec des puissances respectives d'émission des photons de 40 et 10 KV. La précision des mesures est directement liée à ce temps d'analyse, et plusieurs tests ont été réalisés permettant de définir un temps de 60 secondes comme un bon compromis entre précision et confort pour les analyses in situ.



Incertitude relative à la teneur de chaque élément mesuré en XRF en fonction du temps d'analyse.

- **Comparaison des résultats XRF et ICP :**

La sonde XRF est principalement employée pour la recherche de métaux lourds dans les sols ou divers matériaux synthétiques. De plus les deux méthodes ne s'appliquant pas à la même forme d'échantillon (brut Vs réduit en poudre), et différents tests ont dû être menés pour comparer les résultats des deux méthodes.

- **Forme des résultats :**

Les 450 analyses ICP-OES réalisées sur l'ensemble des profils des paléosols de Font d'Eygout ont permis d'identifier et de quantifier les teneurs de plusieurs éléments majeurs, SiO₂ et CaO étant les plus abondants dans ces profils avec des teneurs moyennes aux alentours de 30 %, suivi de l'Al₂O₃ à hauteur de 5 %, de Fe₂O₃ représentant un peu plus de 2 % des matériaux analysés et du MgO, TiO₂, Na₂O, MnO et P₂O₅ avec des teneurs inférieures à 1 %. Les teneurs de sodium et de manganèse sont particulièrement faibles, avec moins de 0,1 % du matériau. A cela s'ajoute la perte au feu, correspondant aux éléments perdus lors du passage dans le plasma. Il s'agit principalement d'oxygène, d'hydrogène et de carbone composant les molécules d'eau et de CO₂ ainsi que la matière organique. Les analyses bouclent à 100 % ± 2. Les incertitudes relatives maximales sont de 15 % pour le Na₂O, 10 % pour MgO, P₂O₅, TiO₂ et MnO du fait de leurs faibles teneurs, et sont inférieures à 5 % pour les éléments les plus abondants comme l'Al₂O₃, le SiO₂, le CaO, le K₂O et le Fe₂O₃.

Les 850 analyses réalisées sur les paléosols de la coupe de Font d'Eygout à l'aide de la sonde XRF révèlent des teneurs moyennes de 20 à 25 % inférieures pour le CaO et le SiO₂, qui restent tout de même les éléments les plus abondants avec respectivement 23,84 et 22,76 % des matériaux analysés. La teneur moyenne d'Al₂O₃ est en revanche presque 2 fois plus élevée qu'avec les analyses ICP, de même que celle de K₂O. Les éléments les plus lourds comme le titane, le manganèse et le fer donnent des valeurs plus similaires entre les deux méthodes analytiques. A noter que le sodium, le magnésium et le phosphore ne sont pas mesurés par la sonde XRF, tous sont présents en de trop faibles quantités et les deux premiers sont en plus trop légers pour être identifiés par le logiciel intégré à la machine. Ceux-ci sont regroupés dans le terme "L.E." (*light elements*) avec notamment le carbone et l'oxygène. A cela s'ajoute moins de 0,1 % d'éléments rares, principalement des métaux de transition et des métaux pauvres. Le bouclage des analyses est généralement supérieur à 100 %, avec une moyenne de 103 % ± 4, ce qui indique de possibles surestimations de certains éléments. Les incertitudes sont là encore fonction de l'abondance de chaque élément, mais aussi de sa masse. L'Al₂O₃, élément le plus léger pouvant être mesuré par la sonde, présente une incertitude inférieure à 10 %, tout comme le TiO₂. Le MnO, très peu abondant, présente une incertitude pouvant aller jusqu'à 30 % de la teneur. Les mesures des autres éléments sont plus précises, avec des incertitudes ne dépassant pas 5 %, et même une valeur inférieure à 0,5 % pour le CaO.

Hormis pour le calcium et le potassium, les analyses XRF in situ présente donc une plus faible précision que les analyses ICP de laboratoire, mais qui reste acceptable avec moins de 10 % de la teneur, hormis pour le manganèse qui est très peu abondant et dont la teneur présente une forte incertitude.

	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	P ₂ O ₅	K ₂ O	CaO	TiO ₂	MnO	Fe ₂ O ₃	Autres
ICP (n = 450)											
Teneurs moyennes (%)	0,06	0,90	5,51	29,83	0,04	0,82	30,90	0,31	0,03	2,15	Perte au feu
Incertitudes relatives	< 15 %	< 10 %	< 1 %	< 1 %	< 10 %	< 5 %	< 2 %	< 10 %	< 10 %	< 2 %	(CO ₂ , H ₂ O, MO)
XRF (n = 850)											
Teneurs moyennes (%)	N.D.	N.D.	9,33	22,76	0	2,12	23,84	0,32	0,04	2,75	Eléments légers + traces
Incertitudes relatives	/	/	< 10 %	< 4 %	/	< 3 %	< 0,5 %	< 10 %	< 30 %	< 2 %	(C, O, Na, Mg, Ni, V, Cr,...)

Tableau comparatif des teneurs mesurées par les méthodes ICP-OES en laboratoire et XRF in situ sur les paléosols de la coupe de Font d'Eygout et incertitudes relatives.

- Test de reproductibilité des résultats sur matériau brut :

La sonde XRF analysant un volume non homogénéisé de sédiment, à l'inverse des spectromètres ICP. Ceci influence probablement la différence entre les résultats des analyses ICP et XRF. Pour évaluer l'influence de l'hétérogénéité du sédiment, sept paléosols représentatifs des profils observés dans la coupe de Font d'Eygout ont été analysés avec un pas vertical de 10 cm, avec 3 analyses par niveaux, permettant de discuter la reproductibilité des données provenant de l'analyse d'un matériau brut. Dans les paragraphes suivants, la discussion s'appuie sur l'exemple des paléosols successifs Fe-A.04 et Fe-A.05, situés respectivement à 6,4 et 7,8 m dans la coupe. Les teneurs sont présentées pour les éléments et non les oxydes afin d'étudier le bouclage de l'analyse avec les éléments légers (L.E.).

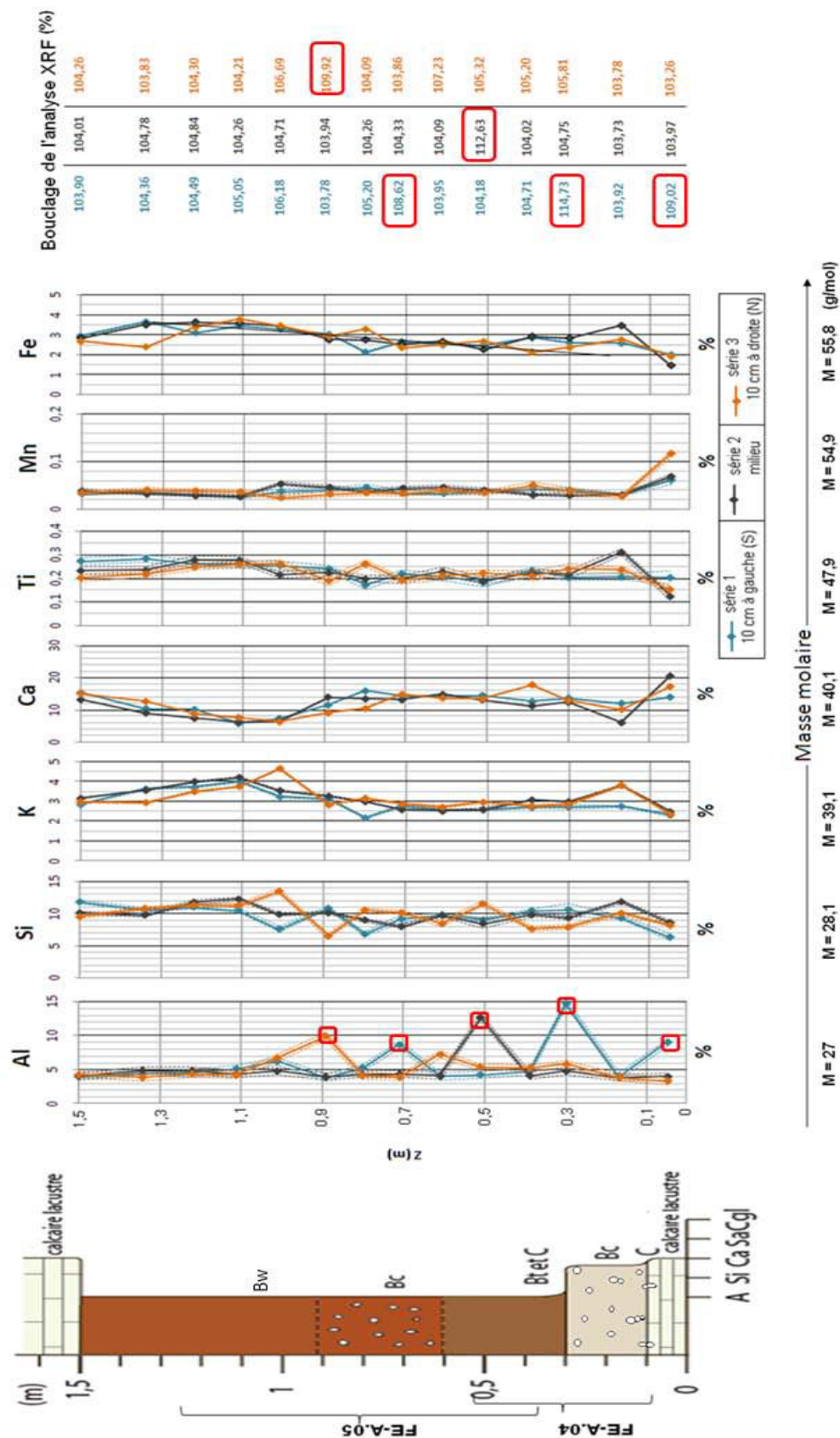
Les trois séries de données sont globalement comparables. Cependant, quelques points révèlent des teneurs anormales par rapport à la teneur de l'élément mesuré sur le reste du profil pédologique ou sur les deux autres séries de mesures. Ces "anomalies" sont indépendantes de la position stratigraphique de l'échantillon et sont réparties de façon aléatoire entre les séries de mesures. Ces valeurs incohérentes affectent tous les éléments, cependant, elles n'affectent jamais l'ensemble des éléments dosés lors de la même analyse et encore moins l'ensemble du niveau étudié.

Pour chaque niveau stratigraphique analysé, quand une valeur incohérente est relevée, celle-ci affecte une seule mesure sur les trois réalisées. On définit comme véritable anomalie une valeur présentant un écart de plus de 30 % avec les teneurs des deux autres points. 14 anomalies sont ainsi relevées sur les 42 mesures effectuées pour cette étude :

- L'Al présente les variations les plus importantes entre les trois séries d'analyses avec 6 anomalies, soit 14 % des mesures qui posent problème. 5 des ces anomalies montrent un écart supérieur à 40 % et sont qualifiées de majeures. Cet écart peut aller jusqu'à 3 fois la valeur moyenne.
- Le Si présente deux anomalies. Malgré cela, les variations entre les 3 courbes restent importantes et les trois séries d'analyses donnent des valeurs dispersées hors de l'intervalle d'incertitude pour 60 % des niveaux mesurés, tout comme l'aluminium.
- Le K montrent moins de variations entre les résultats d'analyse et présente une seule véritable anomalie.
- Deux anomalies sont relevées pour le Ca, avec jusqu'à 50 % d'écart relatif entre les teneurs incohérentes et les autres.
- Ti et Mn dont les teneurs respectives ne dépassent pas 0,32 % et 0,12 % affichent des données relativement stables pour les trois séries d'analyses, avec 1 anomalie observée pour chacun de ces éléments.
- Enfin, Fe, présente également une seule anomalie avec un écart supérieur à 30 % mais montre un peu plus de variations que les deux éléments précédents.

Ces éléments sont présentés dans l'ordre croissant de leur masse molaire atomique. L'analyse XRF d'un élément léger apparaît donc moins fiable que celle d'un élément lourd. Les limites de détermination fournies avec le manuel Olympus montrent d'ailleurs que le dosage de l'aluminium par XRF nécessite d'avantage de matière (au moins 0,5 %) que le dosage du fer (0,01 %), seuils au-dessus desquels les analyses ont été conduites.

La variabilité des résultats est également probablement due en partie à l'hétérogénéité des sédiments sur lesquels les analyses ont été effectuées in situ. Il est tout à fait envisageable que la surface analysée puisse changer légèrement à 10 cm d'intervalle avec localement des aggrégats d'aluminium ou de calcium par exemple. Il en résulte alors les anomalies multiples détectées sur plusieurs éléments dosés simultanément pour un même niveau stratigraphique, à l'inverse des variations spécifiques à la précision de la sonde qui concernent seulement un élément, et surtout l'aluminium.



Evaluation de la reproductibilité des résultats XRF sur matériau brut. Illustration à partir des profils Fe-A.04 et Fe-A.05 de la coupe de la ravine de Font d'Eygout. Pour chaque élément, les trois courbes représentent des mesures réalisées à 10 cm d'intervalle horizontal. Les courbes pleines illustrent les valeurs absolues mesurées, les courbes pointillées l'incertitude maximale de la mesure. Les encadrés rouges soulignent les anomalies majeures.

Le bouclage de l'analyse est affecté par ces teneurs incohérentes. En moyenne à 104 % pour ce test, il devient supérieur à 109 % lorsqu'une anomalie majeure est observée sur la mesure de l'aluminium. Aucune teneur d'un autre élément ne varie en compensation et la proportion de L.E. reste aux alentours de 70 %. Ce bouclage est donc un bon indicateur d'anomalie.

Ce test nous permet de bien comprendre comment interpréter les résultats de terrain et d'optimiser la stratégie d'analyses XRF in situ :

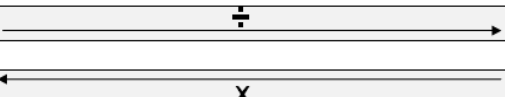
- Une analyse XRF isolée ne suffit pas, plusieurs analyses doivent être menées sur l'ensemble du matériau, en l'occurrence sur tout le profil pédologique, afin de palier les contraintes de mesures ponctuelles et de remarquer d'éventuelles anomalies. Ceci est facilité par la faible durée d'une analyse avec la sonde Delta Olympus.
- Une seule série de mesures peut être effectuée verticalement le long du profil pédologique si plus d'une mesure est prise dans chaque horizon. Dans ce cas, si la teneur d'un élément contraste fortement avec les valeurs sous- et sus-jacentes pour cet élément et qu'un point ne semble pas en accord avec la tendance générale de la courbe sur la représentation graphique, il est nécessaire vérifier le bouclage de l'analyse. Si celui-ci est supérieur de plus de 4 % par rapport au bouclage moyen de la série d'analyses, cette variation relève d'une anomalie. Dans ce cas, il convient de la négliger pour l'interprétation du profil géochimique du paléosol.

La sonde XRF portable est donc un outil très intéressant pour caractériser l'évolution géochimique de paléosols puisqu'elle permet l'acquisition d'un nombre de données important en un laps de temps relativement court et que plus de 90 % des données de ce test apparaissent fiables et montrent une évolution cohérente au sein du profil pédologique. Il faut cependant tenir compte d'une imprécision plus importante pour le dosage des éléments majeurs les plus légers.

• **Test de l'effet de support et comparaison XRF-ICP sur les mêmes échantillons :**

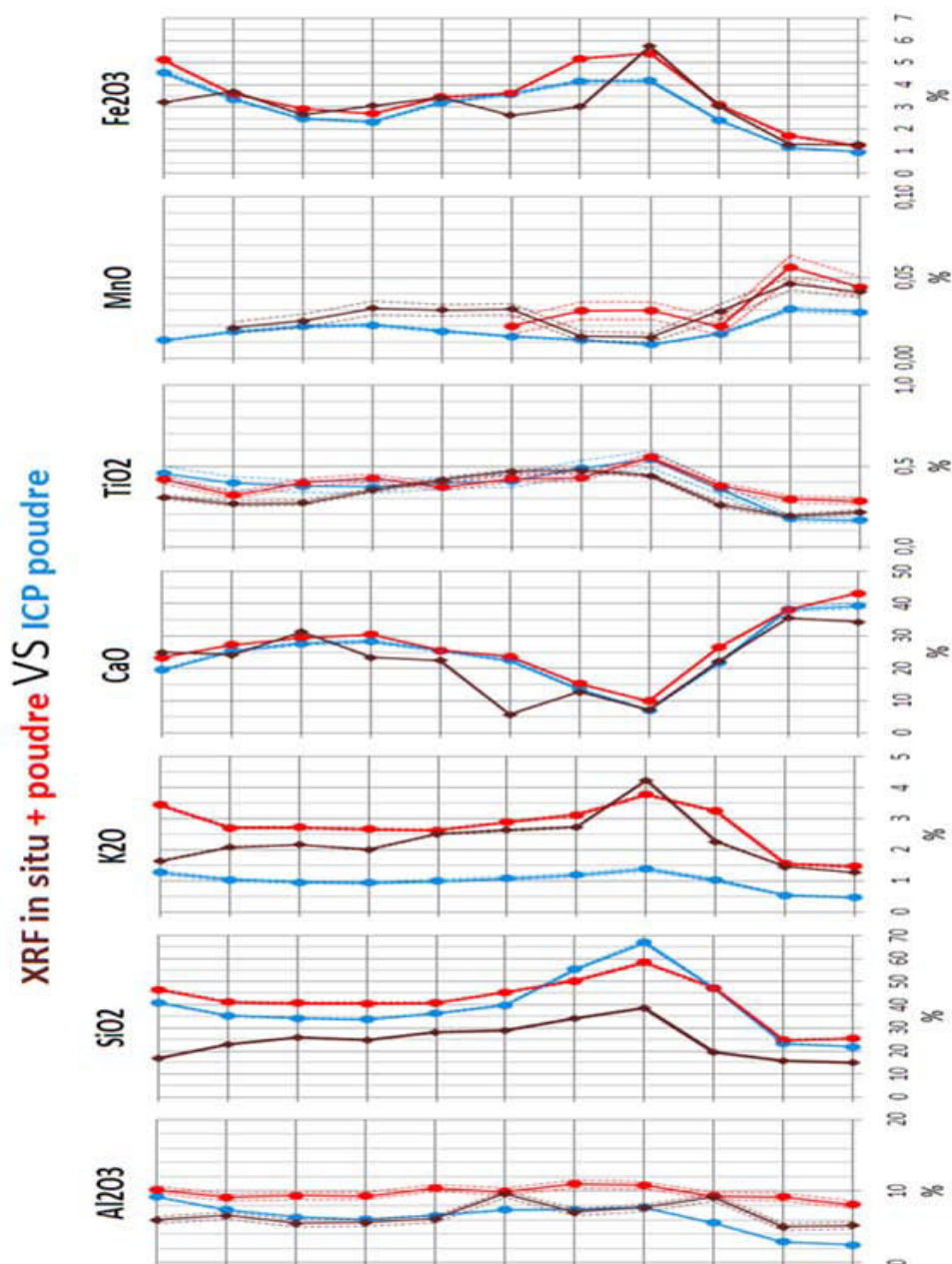
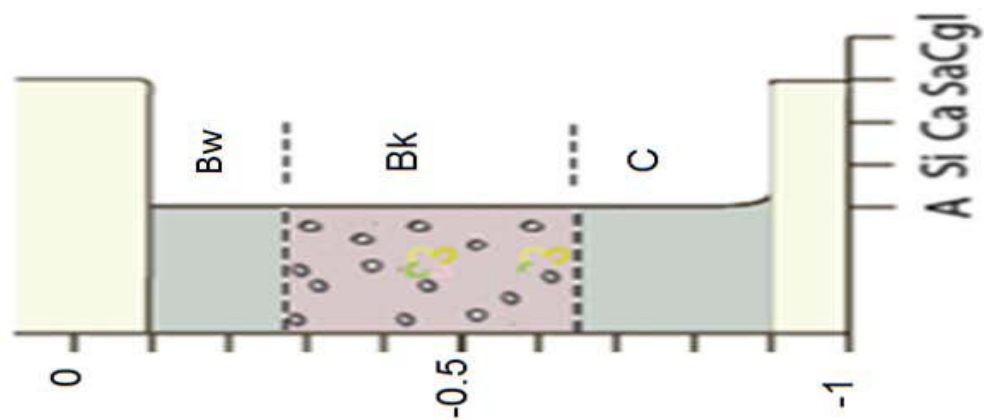
Afin d'évaluer d'avantage l'effet de support (matériau brut Vs broyé) ainsi que de comparer les résultats des analyses XRF et ICP, les données XRF_{brut}, XRF_{poudre} et ICP_{poudre} obtenues sur 11 échantillons sableux et argileux du paléosol FE-D.04 et du matériau parental sont comparées. Les analyses par fluorescence X ont été réalisées sur les sédiments bruts puis sur les mêmes échantillons ensuite homogénéisés, ceux-ci étant ensuite analysés en ICP-OES. Pour les horizons Bk, les analyses sont effectuées sur la fraction fine ainsi que les nodules calcaires en respectant les proportions observées.

Les teneurs sont ici converties en oxydes en appliquant les facteurs de conversion présentés dans le tableau suivant, basées sur les proportions des éléments dans les oxydes qu'ils composent et sur leurs masses molaires respectives :

Oxydes	Facteur de conversion	Elément
SiO ₂	2.1392	Si
Al ₂ O ₃	1.8895	Al
Fe ₂ O ₃	1.4297	Fe
MnO	1.2912	Mn
MgO	1.6582	Mg
CaO	1.3992	Ca
Na ₂ O	1.3480	Na
K ₂ O	1.2046	K
TiO ₂	1.6681	Ti
P ₂ O ₅	2.2916	P
		

Facteurs de conversion élément-oxyde des principaux éléments mesurés dans les profils étudiés.

Fe-D.04



Etude comparative des résultats d'analyses XRF in situ (courbe rouge foncée), XRF sur poudre (courbe rouge claire) et ICP sur poudre (courbe bleue) d'échantillons du paléosol Fe-D.04. Les courbes pointillées définissent les limites de l'intervalle d'incertitude des teneurs mesurées.

A première vue, les résultats de ces tests comparatifs révèlent une assez bonne corrélation entre les deux méthodes, les trois courbes montrant des teneurs et des tendances d'évolution plutôt comparables.

- Pour l' Al_2O_3 , les variations des trois courbes sont concordantes. Bien qu'il y ait plus d'écart entre les teneurs mesurées en XRF sur des poudres et en ICP, les deux courbes montrent des évolutions plus comparables qu'avec la courbe des données XRF in situ. Cette dernière montre davantage de petites variations liées au fait d'une plus grande hétérogénéité du sédiment. Les résultats des analyses ICP coïncident assez bien avec ceux des analyses XRF in situ puisque les données se recouvrent sur la majeure partie des échantillons et n'affichent pas plus de 35 % d'écart relatif. Les résultats ICP diffèrent un peu plus avec les résultats XRF sur des échantillons réduits en poudre avec jusqu'à 4 % de différence soit 70 % d'écart relatif maximum. Cela ne représente cependant qu'une différence de 6 % sur la totalité de l'échantillon.
- Le SiO_2 présente une teneur moyenne de 40 % en ICP contre 42 % en XRF in situ lorsque les échantillons sont homogénéisés, les deux courbes sont presque identiques bien que la première soit toujours légèrement inférieure hormis au sommet de l'horizon C. Pour 8 des 11 mesures, la courbe ICP est cependant située entre les courbes XRF in situ et XRF sur échantillon broyé et les données montrent la même évolution géochimique. Les teneurs de SiO_2 mesurées avec la sonde XRF sur le terrain sont par contre nettement inférieures aux données ICP, en moyenne de 16 % pour sur ces 11 échantillons. L'écart relatif maximum est de 38 %.
- Le K_2O montre également des variations comparables quelle que soit la méthode d'analyse, mais est jusqu'à 2,5 fois plus abondant selon les analyses XRF que selon les analyses ICP que les échantillons soient homogénéisés ou non. Cet élément ne représente cependant guère plus de 2 % de l'échantillon total.
- En ce qui concerne le CaO , les trois courbes sont très proches et se recouvrent sur 65 % des niveaux stratigraphiques soumis aux analyses. Les courbes XRF sur échantillon brut et broyé ne varient que de 2 à 3 % en moyenne, et de 2 % pour les données ICP en comparaison avec les données XRF in situ. Dans l'horizon à nodules calcaires, un niveau présente une teneur en calcium 30% inférieure pour un échantillon non homogénéisé. Le bouclage n'est pas affecté dans ce cas et semble uniquement lié à l'hétérogénéité du sédiment.
- Pour le TiO_2 , les résultats sont également très comparables, les différences observées ne dépassant pas l'incertitude absolue dans 80 % des cas.
- Le MnO montre globalement les mêmes relations entre les données des différentes analyses que l'aluminium. En effet, les données ICP sont plus proches des données XRF in situ que XRF sur poudre. Cependant, cet élément est très peu abondant et représente moins de 0,05 % de l'échantillon, et dans la majeure partie des cas, les intervalles d'incertitude se recouvrent.
- Enfin, le Fe_2O_3 montre lui aussi des courbes très similaires et les teneurs mesurées en XRF, que ce soit sur un échantillon brut ou broyé, ne diffèrent jamais de plus de 20 % de la teneur mesurée en ICP, soit en moyenne 3 %.

Plusieurs conclusions peuvent être tirées de l'analyse de ces résultats :

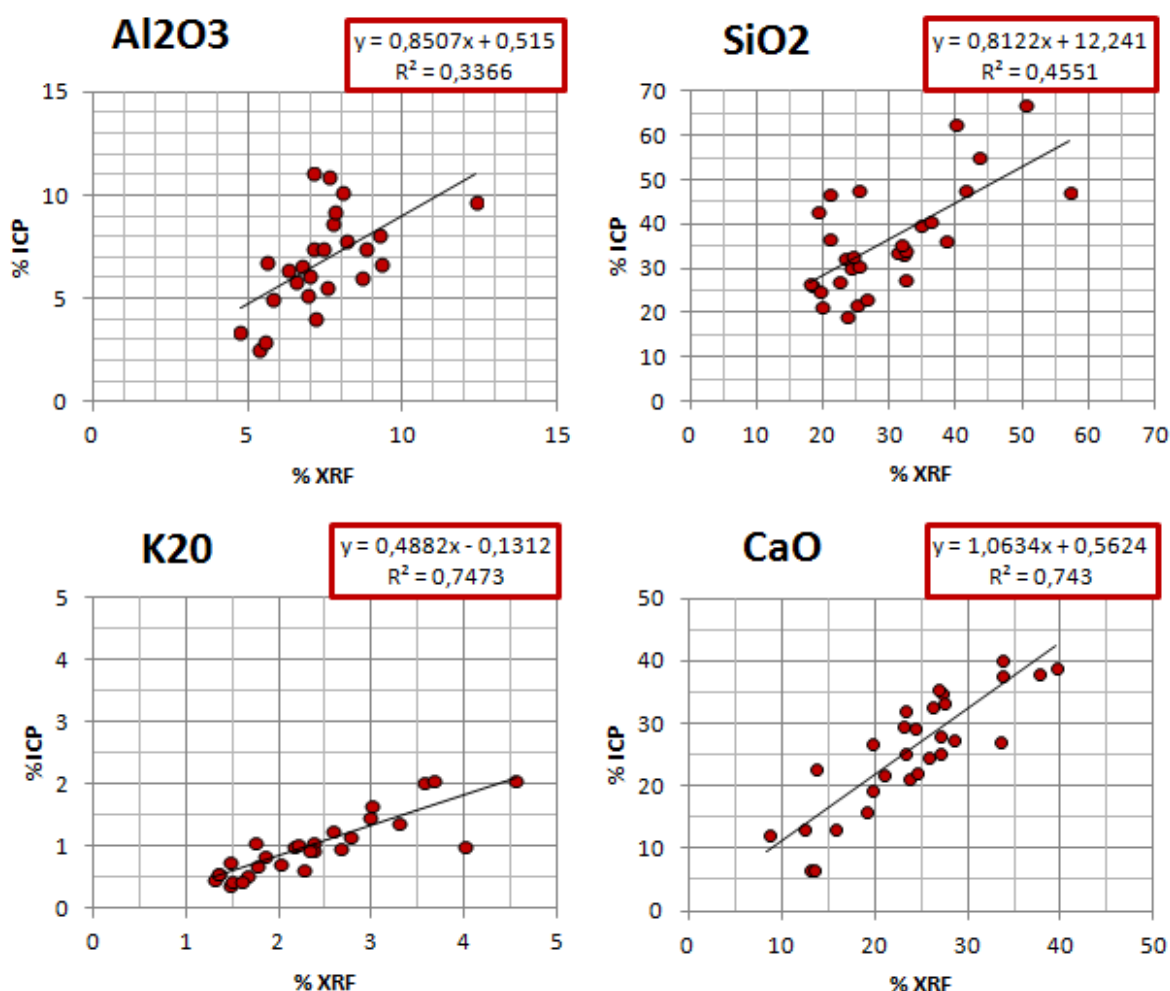
- L'effet de support est surtout important dans la mesure du silicium, puisque le fait de mesurer un échantillon brut contribue à sous-estimer la teneur de cet élément de 16 % en moyenne sur les échantillons étudiés (minimum 6 % et maximum 25 %). Les teneurs des autres éléments ne semblent pas être particulièrement augmentées ou réduites avec le broyage. Les deux types de courbes XRF se croisent régulièrement et révèlent la même évolution géochimique. Environ 65 % des analyses diffèrent uniquement dans l'intervalle d'erreur liée à la mesure et peuvent donc simplement résulter de la précision de la machine. La nature des matériaux fins et meubles qui composent les paléosols contribue probablement à réduire le biais potentiel lié à l'analyse de matériaux non réduits en poudre.

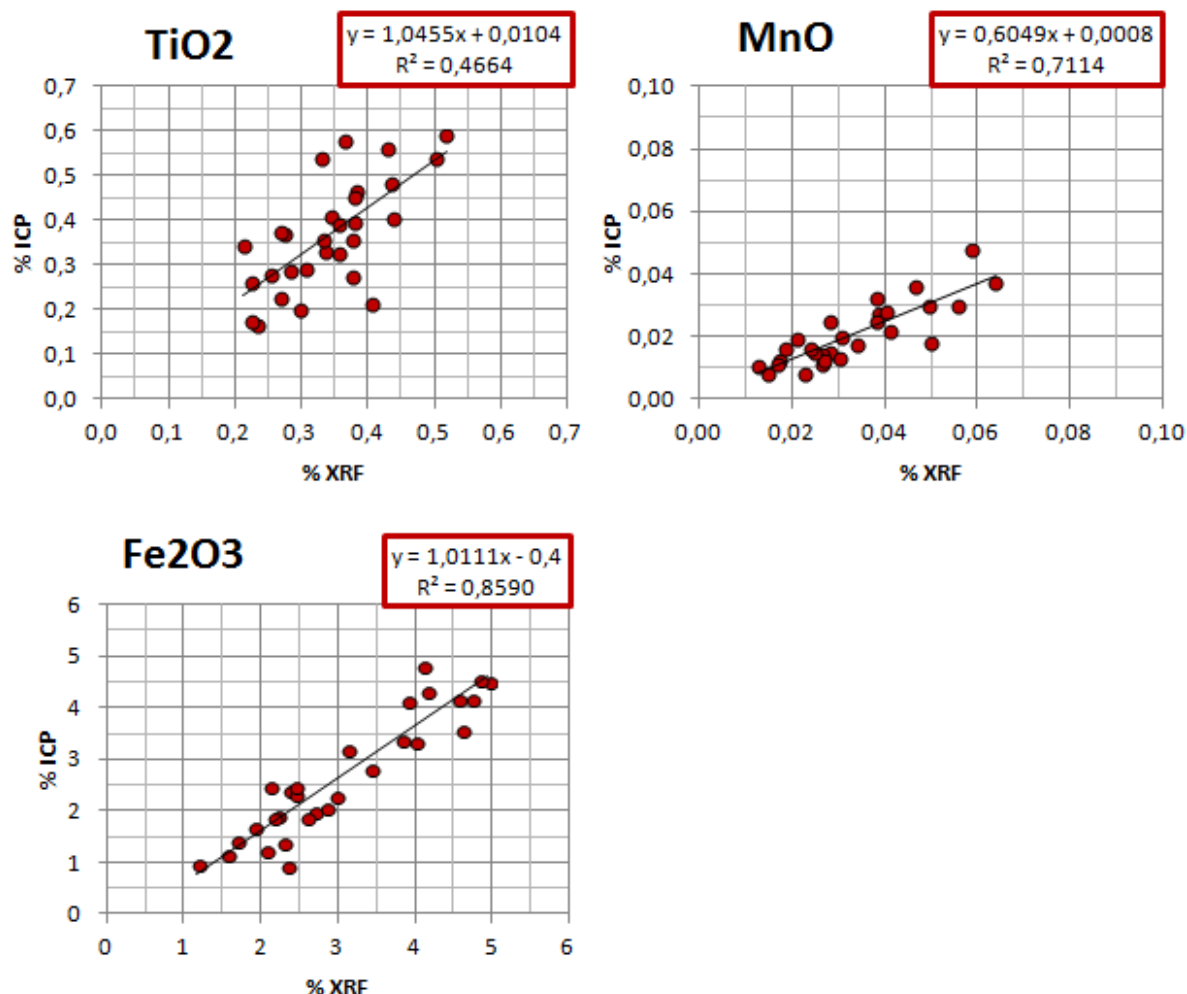
- Il semble que le broyage contribue à lisser les courbes, l'évolution des teneurs des éléments le long du profil pédologique étant moins linéaire lorsque l'analyse est réalisée sur un échantillon brut. Cela peut-être attribué à des effets d'agrégats localisés et confirme la nécessité de ne pas tirer d'interprétation sur des mesures isolées.

- **Conclusions, correction des données XRF :**

Si l'outil XRF de terrain est très précieux pour l'acquisition rapide de données et la caractérisation géochimique des paléosols, une correction peut donc être envisagée à partir des données ICP. L'ensemble des profils étudiés révèlent des relations entre les résultats des deux approches similaires à celles observées à partir du paléosol Fe-D.04. Des facteurs moyens de correction peuvent donc être définis pour chaque élément majeur. Ceux-ci sont calculés à partir du croisement des données XRF in situ et ICP de 29 échantillons des paléosols Fe-A.05, 08, 09 et Fe-D.04 et 05 de la coupe de Font d'Eygout, formés sur les différents matériaux parentaux rencontrés.

Ces graphiques montrent une dispersion globalement plus importante et un coefficient de corrélation plus faible sur la mesure des éléments légers, du fait de l'imprécision de la sonde XRF relative à la masse des éléments. Les équations des courbes de tendance des graphiques peuvent être directement utilisées afin de corriger les teneurs élémentaires obtenues avec la sonde XRF.





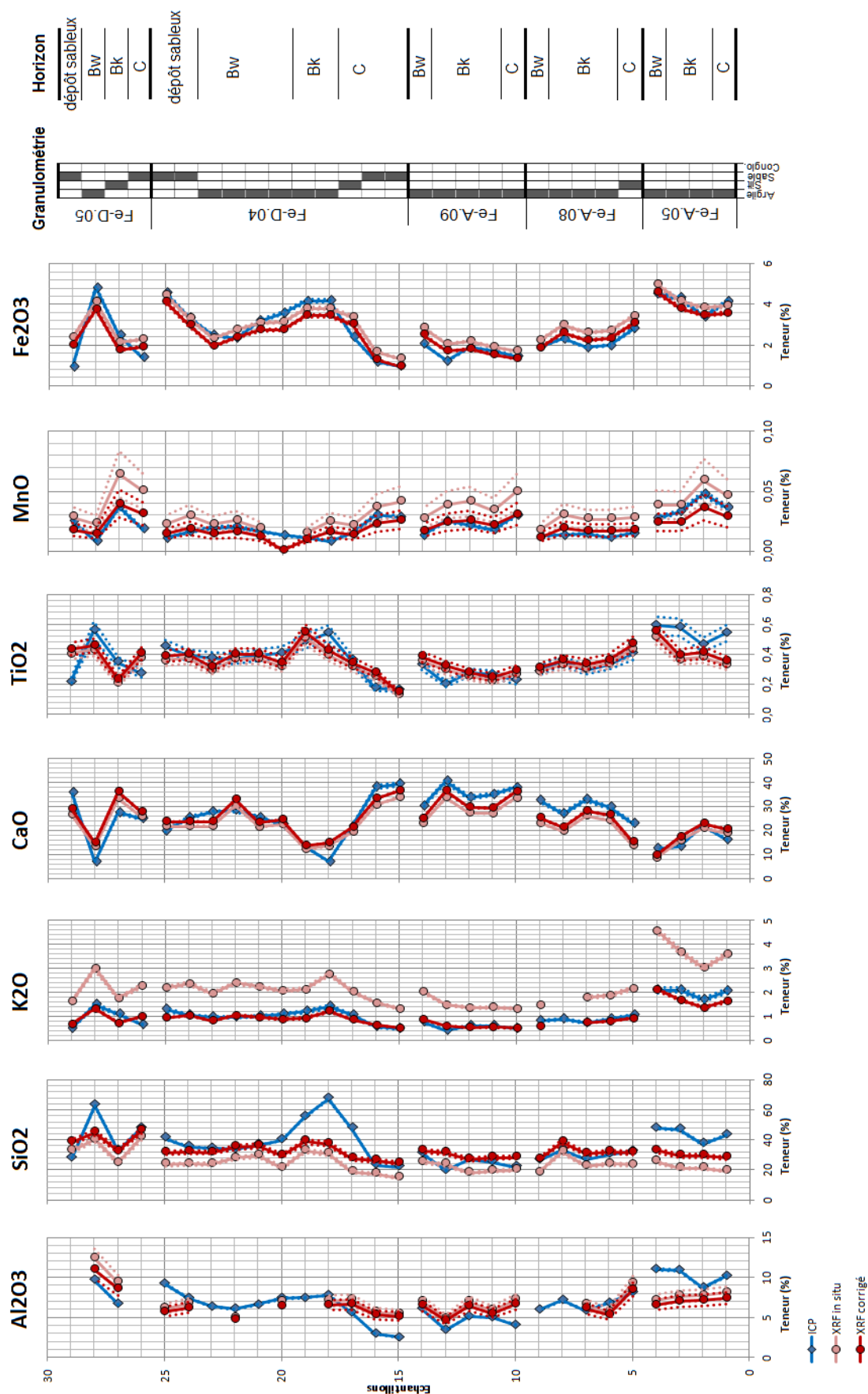
Croisement des résultats d'analyses ICP en laboratoire et XRF in situ de 29 échantillons provenant des paléosols Fe-A.04 à 09 et Fe-D.04 et 05 de la coupe de Font d'Eygout. Les équations des droites de régression permettent de corriger les données XRF par rapport aux données ICP qui sont plus précises et menées sur des échantillons homogénéisés.

Cette correction moyenne est très efficace notamment pour les éléments les plus lourds et le K₂O, avec 90 % des données XRF qui se superposent alors aux données ICP.

La granulométrie ne semble pas influencer les résultats relatifs des deux méthodes en ce qui concerne les paléosols analysés. En effet, les teneurs mesurées en XRF sont parfois plus faibles, parfois plus élevées que les données ICP, que ce soit pour les matériaux argileux ou sableux.

Enfin, au niveau de l'horizon Bk du paléosol Fe-D.04, une teneur en CaO environ deux fois inférieure est mesurée en ICP qu'en XRF. Ceci coïncide avec une teneur de SiO₂ une fois et demi à deux fois supérieure en ICP. Ces deux observations sont expliquées par un biais dû à des différences de proportions de nodules calcaires par rapport à la matrice argileuse entre les portions analysées par les deux méthodes pour les échantillons concernés.

En résumé, cette étude comparative des résultats des deux méthodes utilisées pour mesurer les teneurs des éléments majeurs des profils pédologiques révèle des différences significatives entre les données XRF obtenues sur matériaux bruts et les données ICP obtenues sur les poudres. Ces différences sont en grande partie liées à l'hétérogénéité du matériau analysé directement in situ, ainsi qu'à des différences de sensibilité des deux appareils utilisés. Si les analyses ICP apparaissent plus précises, la rapidité des analyses XRF in situ permet d'obtenir un nombre plus important de données et donc une meilleure résolution verticale, et les corrections pouvant leur être apporté à partir de quelques points de comparaisons justifient grandement l'intérêt de cette sonde dans ce type d'étude.



Comparaison des données ICP_{poudre} (bleu), XRF_{brut} (rouge clair) et XRF corrigées (rouge foncé) pour les paléosols Fe-A.05, 08, 09 et Fe-D.04 et 05 de la coupe de Font d'Eygout. La granulométrie et l'horizonation sont mis en parallèle.

Annexe 6. Synthèse des données géochimiques des sols et paléosols analysés.

Paléosols Font d'Eygout		Teneurs moyennes (%)									
ID paléosol	Horizon	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	P ₂ O ₅	K ₂ O	CaO	TiO ₂	MnO	Fe ₂ O ₃
FE-A.01	A?	0,10	2,15	12,95	61,23	< L.D.	1,97	1,63	0,71	0,022	5,46
	Bw	0,10	2,19	12,90	61,42	< L.D.	1,96	1,3	0,71	0,021	5,33
	Bk	0,06	1,76	8,53	37,75	< L.D.	1,17	21,55	0,45	0,022	3,36
	C	0,06	2,08	13,11	59,49	< L.D.	1,86	3,02	0,70	0,022	5,12
FE-A.02	Bk	0,04	0,88	4,46	19,50	< L.D.	0,68	38,04	0,42	0,05	1,02
	C	0,05	1,19	2,87	12,75	< L.D.	0,42	43,84	0,70	0,03	1,48
FE-A.03	Bk	0,04	1,11	0,17	4,35	< L.D.	1,10	51,80	0,19	0,05	1,40
	C	0,04	1,08	0,10	3,19	< L.D.	0,72	52,96	0,18	0,06	1,24
FE-A.04	Bw	0,09	1,87	11,02	47,63	< L.D.	2,08	12,33	0,59	0,03	4,51
	Bk	0,05	1,34	3,39	14,01	< L.D.	0,59	43,10	0,34	0,04	2,41
	C	0,04	1,07	4,52	17,61	< L.D.	0,69	39,02	0,19	0,06	1,47
FE-A.05	Bw	0,05	1,81	10,11	42,91	< L.D.	2,04	16,12	0,59	0,03	4,86
	Bk	0,05	1,35	4,33	18,49	< L.D.	0,84	39,00	0,40	0,04	3,06
	C (Bw prec.)	0,05	1,24	10,94	47,16	< L.D.	2,08	12,80	0,35	0,05	2,62
FE-A.06	Bw	0,05	1,81	11,65	46,99	< L.D.	2,47	12,42	0,59	0,03	4,86
	Bk1	0,02	0,75	4,47	17,88	< L.D.	0,89	39,13	0,23	0,02	1,77
	Bk2	0,01	0,28	1,57	6,37	< L.D.	0,31	49,99	0,08	0,01	0,62
	C	0,00	0,12	0,67	2,741	< L.D.	0,13	53,40	0,03	0,00	0,26
FE-A.07	Bk	0,04	1,34	6,64	28,69	< L.D.	1,15	42,60	0,39	0,05	2,79
	C	0,06	2,04	6,25	50,48	< L.D.	2,11	9,57	0,63	0,03	4,69
FE-A.08	Bw	0,06	1,21	8,05	37,25	0,07	1,02	22,95	0,40	0,01	2,81
	Bk	0,06	1,00	6,18	28,06	0,05	0,78	31,23	0,32	0,01	2,02
	C	0,06	1,36	8,19	35,01	0,06	1,10	23,35	0,38	0,02	2,76
FE-A.09	A?	0,05	0,84	5,52	29,49	0,04	0,64	31,60	0,31	0,02	1,95
	Bw	0,05	0,84	5,52	29,49	0,04	0,64	31,60	0,31	0,02	1,95
	Bk1	0,05	0,71	4,36	22,87	0,03	0,51	37,00	0,24	0,04	1,51
	qqq galets	0,05	0,81	5,11	26,74	0,04	0,58	33,66	0,28	0,02	1,87
	Bk2	0,05	0,78	3,39	19,43	0,04	0,39	40,38	0,26	0,02	1,64
	C (Bw prec.)	0,06	1,21	7,05	31,75	0,07	0,88	26,44	0,40	0,01	2,81
FE-A.10	Bk	0,05	1,01	5,20	22,46	0,04	0,64	35,39	0,34	0,01	2,20
	C	0,05	0,84	5,52	29,49	0,04	0,64	31,60	0,31	0,02	1,95
FE-A.11	Bw	0,04	0,69	5,08	22,52	0,03	0,44	36,40	0,28	0,01	1,37
	Bk	0,04	0,54	3,39	16,24	0,03	0,31	42,25	0,19	0,02	1,50
	C	0,05	0,65	3,81	21,06	0,03	0,42	38,55	0,23	0,03	1,44
FE-A.12	Bw	0,05	0,84	5,45	25,70	0,04	0,59	33,98	0,3	0,02	1,93
	Bk	0,05	0,9	6,90	30,73	0,04	0,67	29,58	0,38	0,01	2,45
	C	0,04	0,68	4,02	20,26	0,03	0,43	38,7	0,23	0,02	1,52
FE-A.13	Bw	0,03	0,62	3,67	18,18	0,03	0,39	40,72	0,21	0,03	1,3
	Bk	0,03	0,63	3,10	15,19	0,03	0,32	42,90	0,21	0,03	1,31
	C	0,03	0,64	3,92	19,21	0,03	0,41	39,17	0,22	0,03	1,39
FE-A.14	A?	0,04	1,08	6,81	29,28	0,03	1,04	29,38	0,35	0,04	2,58
	Bw	0,04	1,11	7,25	30,98	0,04	1,06	27,59	0,37	0,02	2,55
	Bk	0,03	0,70	4,02	19,08	0,03	0,55	39,16	0,22	0,03	1,45
	C	0,04	0,89	5,52	24,03	0,03	0,79	34,17	0,29	0,02	1,99
FE-A.15	A?	0,04	0,83	5,53	27,84	0,04	0,69	32,15	0,32	0,02	2,14
	Bw	0,04	0,99	6,55	28,53	0,03	0,90	30,49	0,34	0,02	2,28
	Bk	0,04	0,69	4,45	23,01	0,03	0,53	36,46	0,26	0,02	1,64
	C	0,04	0,76	5,10	26,05	0,03	0,63	33,52	0,31	0,02	1,87
FE-A.16	Bw	0,03	0,64	3,58	18,19	0,03	0,45	40,48	0,20	0,03	1,29
	Bk	0,03	0,61	3,25	18,12	0,03	0,39	41,24	0,20	0,03	1,18
	C	0,04	0,71	4,44	24,24	0,03	0,56	35,68	0,27	0,02	1,61
FE-B.01	Bw?	0,09	1,05	6,86	30,43	< L.D.	0,98	28,40	0,38	0,02	2,33
	Bk	0,05	0,77	3,25	18,12	0,03	0,39	41,24	0,30	0,02	2,04
	C	0,05	0,84	5,94	28,54	< L.D.	0,73	30,66	0,34	0,01	2,18
FE-B.02	Bk	0,06	1,04	6,07	27,37	0,03	0,92	31,69	0,41	0,02	2,69
	C	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/
FE-B.03	Bw	0,05	1,09	4,57	19,66	< L.D.	0,82	36,98	0,23	0,03	1,60
	Bk	0,05	1,06	4,65	21,10	0,03	0,77	36,20	0,24	0,03	1,59
	C	0,05	1,07	5,54	24,11	< L.D.	0,84	33,12	0,27	0,03	1,89

Paléosols Font d'Eygout		Teneurs moyennes (%)									
ID paléosol	Horizon	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	P ₂ O ₅	K ₂ O	CaO	TiO ₂	MnO	Fe ₂ O ₃
FE-B.04	Bw	0,12	1,14	6,57	30,02	0,03	1,17	29,95	0,38	0,04	2,47
	Bk	0,13	1,34	5,23	23,97	< L.D.	1,02	34,67	0,49	0,03	2,86
	C	0,05	1,04	3,61	13,79	< L.D.	0,76	42,06	0,18	0,06	1,01
FE-B.05	Bw?	0,12	1,14	6,57	30,15	0,03	1,17	29,95	0,38	0,04	2,47
	Bk	0,08	0,97	5,08	23,11	< L.D.	0,91	35,77	0,29	0,04	1,62
	C (Bw prec.)	0,14	1,06	6,75	30,49	< L.D.	1,06	29,20	0,37	0,02	2,47
FE-B.06	Bw	0,10	0,91	5,68	25,89	0,03	0,96	32,82	0,31	0,03	1,98
	Bk	0,09	0,83	4,87	22,77	< L.D.	0,76	35,84	0,26	0,03	1,67
	C (Bw prec.)	0,14	1,06	6,75	30,49	< L.D.	1,06	29,20	0,37	0,02	2,47
FE-B.07	Bw	0,04	0,95	5,11	26,24	< L.D.	0,72	33,70	0,28	0,02	2,13
	Bk1	0,03	0,94	0,51	2,63	< L.D.	0,07	53,75	0,22	0,03	1,50
	Bk2	< L.D.	0,65	0,31	1,72	< L.D.	0,44	54,59	0,13	0,04	0,91
	C	< L.D.	0,57	1,84	11,07	< L.D.	0,25	47,24	0,11	0,04	0,51
FE-B.08	Bw	0,05	1,12	5,81	25,47	< L.D.	1,06	33,16	0,28	0,03	2,06
	Bk	0,05	0,97	4,62	22,30	< L.D.	0,72	36,28	0,26	0,03	2,10
	C	0,04	0,98	5,44	25,97	< L.D.	0,78	33,56	0,29	0,03	2,00
FE-C.01	Bw	0,06	1,23	7,70	30,12	0,04	1,15	27,23	0,37	0,05	2,87
	Bk	0,08	0,98	5,23	19,56	0,03	1,59	37,50	0,25	0,08	1,56
	C	0,03	1,55	8,97	35,42	0,04	0,79	21,74	0,46	0,03	3,55
FE-C.02	Bw	0,06	0,99	6,02	28,56	0,04	0,89	31,27	0,35	0,05	2,08
	Bk	0,06	0,92	5,38	25,10	0,03	0,80	33,97	0,30	0,05	1,77
	C	0,06	0,90	5,06	23,16	0,04	0,74	35,10	0,27	0,04	1,53
FE-C.03	Bw?	0,07	1,03	6,00	24,61	0,04	0,98	33,67	0,31	0,05	2,27
	Bk	0,06	0,87	4,64	21,16	0,03	0,71	37,43	0,25	0,04	1,44
	C	0,07	1,38	8,36	34,06	0,05	1,23	24,17	0,46	0,03	4,23
FE-C.04	Bw?	0,08	1,40	8,15	36,29	0,04	1,48	23,32	0,41	0,02	3,10
	Bk	0,06	1,11	5,65	23,37	0,04	0,93	34,99	0,28	0,04	1,89
	C	0,07	1,24	7,04	28,01	0,04	1,15	30,13	0,34	0,03	2,44
FE-C.05	Bw1	0,07	1,07	5,87	26,91	0,04	0,95	32,82	0,30	0,02	2,17
	Bk1	0,07	1,00	5,17	24,04	0,04	0,84	35,15	0,27	0,03	1,85
	Bw2	0,07	1,16	6,90	30,03	0,04	1,06	29,34	0,34	0,02	2,45
	Bk2	0,07	1,00	5,06	23,07	0,04	0,79	36,02	0,25	0,03	1,76
	C (Bw prec.)	0,08	1,40	8,15	36,29	0,04	1,48	23,32	0,41	0,02	3,10
FE-C.06	Bw	0,09	1,45	9,34	40,01	0,06	1,67	19,97	0,47	0,03	3,41
	Bk	0,06	0,86	2,38	11,79	0,05	0,42	45,91	0,20	0,05	1,13
	C	0,07	1,05	5,26	24,79	0,04	0,87	34,56	0,27	0,02	1,82
FE-C.07	Bw?	0,07	1,02	5,71	32,93	0,04	0,95	29,62	0,35	0,02	1,57
	Bk	0,07	1,06	5,80	29,59	0,05	0,99	30,91	0,32	0,04	2,07
	C	0,09	1,51	9,93	43,11	0,05	1,79	17,00	0,51	0,03	3,81
FE-C.08	Bw?	0,07	0,97	6,16	40,97	0,04	1,11	24,56	0,41	0,02	2,12
	Bk	0,08	1,05	2,82	15,73	0,06	0,48	43,05	0,40	0,02	2,14
	C	0,07	0,97	5,67	34,44	0,05	0,97	28,37	0,33	0,03	2,05
FE-C.09	Bw	0,07	1,10	6,31	28,27	0,03	1,03	30,74	0,33	0,03	2,53
	Bk	0,06	0,95	5,34	24,25	0,03	0,84	34,76	0,29	0,03	2,02
	C	0,08	1,32	9,29	39,55	0,05	1,48	20,56	0,48	0,01	3,66
FE-D.01	Bw?	/	/	13,53	21,93	/	2,76	21,21	0,32	0,03	3,11
	Bk	/	/	14,28	15,57	/	2,12	23,86	0,24	< L.D.	2,39
	C	/	/	13,17	20,94	/	2,49	27,02	0,32	0,04	2,25
FE-D.02	Bw?	/	/	10,57	27,94	/	0,88	28,52	0,35	< L.D.	2,04
	Bk	/	/	9,49	27,04	/	0,7	35,83	0,25	0,04	1,59
	C (Bw prec.)	/	/	10,55	31,22	/	0,92	26,99	0,31	0,03	2,05
FE-D.03	Bw	0,09	1,04	6,83	31,90	0,05	1,15	27,79	0,38	0,02	3,36
	Bk	0,08	0,94	5,40	28,61	0,05	0,90	31,09	0,37	0,02	3,62
	C	0,08	1,04	7,86	34,31	< L.D.	1,15	24,57	0,40	0,02	3,97
FE-D.04	Bw	/	/	6,07	26,23	/	0,76	22,05	0,34	0,01	3,52
	Bk	/	/	5,94	32,08	/	0,94	26,45	0,36	0,02	2,76
	C	/	/	7,02	32,89	/	1,06	17,94	0,39	0,01	2,91

Paléosols Font d'Eygout		Teneurs moyennes (%)									
ID paléosol	Horizon	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	P ₂ O ₅	K ₂ O	CaO	TiO ₂	MnO	Fe ₂ O ₃
FE-D.05	Bw	/	/	6,84	29,91	/	1,07	19,4	0,36	0,03	2,81
	Bk	/	/	6,4	37,16	/	1,29	15,76	0,42	0,03	4,45
	C	/	/	6,84	33,28	/	0,79	19,48	0,32	0,03	2,17
FE-E.01	Bw	0,07	0,97	5,83	34,56	0,04	1,16	26,71	0,35	0,02	3,47
	Bk	0,06	0,66	3,30	27,51	0,04	0,65	34,70	0,23	0,02	1,52
	C	0,06	0,57	3,33	38,8	0,04	0,69	28,58	0,29	0,02	1,56
FE-E.02	Bw	0,07	0,92	6,26	40,31	0,05	1,21	22,99	0,40	0,02	3,18
	Bk	0,07	0,90	5,51	31,96	0,03	1,10	28,99	0,33	0,03	2,87
	C	0,07	0,97	5,83	34,56	0,04	1,16	26,71	0,35	0,02	3,47
FE-E.03	Bw	0,07	0,94	5,97	35,01	0,03	1,11	28,19	0,35	0,03	2,54
	Bk	0,05	0,78	4,02	21,76	< L.D.	0,76	38,19	0,23	0,03	1,66
	C	0,07	0,98	6,00	34,98	0,03	1,13	27,90	0,35	0,02	2,97
FE-E.04	Bw	0,07	0,90	6,33	40,02	0,05	0,98	23,92	0,38	0,01	2,69
	Bk	0,07	0,97	5,81	36,38	0,04	0,95	26,68	0,33	0,02	2,69
	C	0,05	0,54	2,47	33,44	0,04	0,42	32,40	0,19	0,02	1,17
FE-E.05	Bw	/	/	11,47	32,00	/	2,11	20,60	0,28	< L.D.	2,95
	Bk	/	/	9,24	25,93	/	1,78	27,37	0,29	0,03	2,42
	C	/	/	11,54	23,24	/	1,45	21,91	0,23	0,02	1,78
FE-E.06	Bw	/	/	10,22	31,66	/	0,93	20,42	0,39	0,02	3,38
	Bk	/	/	9,45	35,46	/	0,81	27,00	0,32	0,04	2,98
	C	/	/	7,87	33,61	/	0,65	36,88	0,31	0,03	1,42
FE-E.07	Bw?	0,05	0,98	5,71	38,65	< L.D.	0,80	23,14	0,33	0,01	2,75
	Bk	0,05	0,74	2,70	25,08	< L.D.	0,47	37,59	0,26	0,02	1,76
	C	0,04	0,61	2,81	32,13	< L.D.	0,52	33,39	0,23	0,02	1,20
FE-E.08	Bw	0,06	0,95	6,84	39,88	< L.D.	0,98	23,45	0,38	0,01	3,45
	Bk	0,07	1,10	3,56	21,45	< L.D.	0,58	38,6	0,41	0,02	3,13
	C	0,05	0,73	2,69	23,85	< L.D.	0,49	37,94	0,17	0,03	0,96
FE-E.09	Bw	0,07	1,31	9,51	42,43	0,04	1,26	16,99	0,45	0,01	4,11
	Bk	0,06	1,14	6,03	22,96	0,04	0,72	33,03	0,26	0,02	2,55
	C	0,19	1,16	7,17	28,50	0,05	0,76	28,00	0,30	0,02	3,18
FE-E.10	Bw?	0,06	0,70	4,76	37,21	0,04	0,72	28,79	0,33	0,02	1,67
	Bk	0,07	0,87	6,58	52,35	0,03	0,95	17,07	0,44	0,01	2,66
	C	0,05	0,72	4,77	43,71	0,03	0,69	24,03	0,33	0,02	1,85
FE-E.11	Bw	0,07	1,23	8,41	40,91	0,03	1,34	19,55	0,42	0,02	3,59
	Bk	0,07	1,00	6,42	34,70	0,03	1,10	26,21	0,35	0,03	2,55
	C	0,06	0,78	3,80	21,71	0,04	0,59	37,23	0,23	0,04	1,31
FE-E.12	Bw	0,05	1,15	8,22	31,50	0,03	0,69	26,01	0,36	0,02	3,48
	Bk	0,06	1,02	6,39	30,52	0,03	0,73	29,52	0,39	0,02	3,27
	C	0,07	1,70	14,52	47,94	0,03	1,11	9,12	0,53	0,01	5,14
FE-E.13	Bw?	0,06	0,88	6,52	32,14	0,03	0,80	28,08	0,35	0,01	2,60
	Bk	0,05	0,86	5,94	28,96	0,03	0,72	30,59	0,32	0,03	2,45
	C	0,06	1,27	9,13	32,75	0,04	0,72	24,09	0,37	0,02	3,98
FE-E.14	Bw	0,06	0,81	6,15	38,07	0,03	0,81	24,98	0,40	0,01	2,73
	Bk	0,06	0,91	6,69	32,19	0,03	0,81	28,39	0,35	0,02	2,58
	C	0,07	1,05	8,25	44,61	0,04	1,05	18,45	0,46	0,01	4,04
FE-E.15	Bw	0,05	0,70	4,91	34,16	0,03	0,67	22,51	0,30	0,03	2,22
	Bk	0,05	0,73	4,36	28,53	0,04	0,59	32,67	0,31	0,02	2,42
	C	0,05	0,57	3,85	43,57	0,03	0,63	25,19	0,33	0,02	1,61
FE-E.16	Bw	/	/	9,70	36,18	/	1,09	22,51	0,41	0,02	3,86
	Bk	/	/	9,81	33,96	/	0,78	26,98	0,37	0,03	2,51
	C	/	/	9,97	32,15	/	0,68	24,88	0,33	0,03	2,65
FE-E.17	Bw	/	/	11,37	29	/	0,47	25,03	0,24	0,05	1,36
	Bk	/	/	10,54	32,35	/	0,62	28,66	0,24	0,04	1,71
	C (Bw prec.)	/	/	9,7	36,18	/	1,09	22,51	0,41	0,02	3,86

Paléosols Courtiers		Teneurs moyennes (%)						
ID paléosol	Horizon	Al ₂ O ₃	SiO ₂	K ₂ O	CaO	TiO ₂	MnO	Fe ₂ O ₃
COU-01	Bw?	7,26	34,55	1,20	14,71	0,37	0,01	4,00
	Bk	7,59	30,00	1,17	15,92	0,35	0,01	3,50
	C	6,53	33,33	0,81	23,61	0,38	0,02	2,09
COU-02	Bw	5,32	30,28	0,85	23,72	0,37	0,02	2,21
	Bk	6,01	29,10	0,70	25,73	0,30	0,02	1,89
	C	6,48	29,13	0,66	23,10	0,30	0,03	2,02
COU-03	Bw	5,58	28,49	0,67	25,04	0,24	0,03	0,90
	Bk	6,72	25,45	0,81	25,37	0,25	0,02	0,93
	C	6,00	24,31	0,57	28,31	0,25	0,03	0,83
COU-04	Bw	6,21	31,65	1,09	20,24	0,30	0,02	1,40
	Bk	5,95	29,73	1,24	23,30	0,29	0,02	1,33
	C	5,81	30,65	0,95	23,20	0,34	0,02	1,25
COU-05	Bk	5,96	28,96	0,65	24,93	0,29	0,02	1,89
	C	5,92	33,23	0,85	27,16	0,30	0,02	1,78
COU-06	Bw	11,33	35,66	0,60	23,96	0,31	0,02	1,41
	Bk	5,95	30,56	0,53	26,85	0,31	0,02	1,58
	C	6,79	25,63	0,52	24,18	0,28	0,01	1,62
COU-07	Bw?	6,70	37,19	1,53	6,81	0,46	0,01	3,06
	Bk	8,62	27,46	1,37	11,61	0,38	0,01	4,72
	C	5,45	21,33	0,70	31,14	0,22	0,04	1,35
COU-08	Bk	/	29,98	1,06	30,81	0,28	0,02	2,39
	Bw?	6,90	22,80	0,84	27,29	0,28	0,04	2,59
	Bk	6,35	19,50	0,73	27,36	0,24	0,01	2,66
	C	6,70	37,19	1,53	6,81	0,46	0,01	3,06
COU-09	Bw?	5,66	28,85	1,01	27,26	2,45	0,21	3,11
	Bk	7,45	30,79	1,15	29,40	2,74	0,20	2,72
	C	6,77	29,09	0,90	25,99	2,21	0,20	2,20
COU-10	Bw	6,06	30,90	1,03	27,88	0,36	0,03	2,59
	Bk	7,17	27,98	1,08	28,30	0,34	0,03	2,95
	C	6,34	22,58	1,05	23,66	0,32	0,02	2,41
COU-11	Bw	13,55	38,86	2,17	7,31	0,47	0,02	4,59
	Bk	8,38	28,52	0,93	38,23	0,32	0,03	1,20
	C	8,62	31,26	0,79	30,05	0,39	0,03	1,69
COU-12	Bw?	10,81	22,96	0,90	33,35	0,28	0,03	1,54
	Bk	8,76	25,44	0,75	48,54	0,21	0,03	0,78
	C	8,22	26,01	0,64	38,11	0,21	0,02	1,09
COU-13	Bw?	9,11	31,02	1,07	28,86	0,34	0,02	1,95
	Bk	10,59	29,98	1,07	21,51	0,43	0,02	3,31
	C	12,19	35,10	2,11	9,10	0,54	/	4,94
COU-14	Bw	10,03	35,27	1,80	18,85	0,42	0,02	4,58
	Bk	9,72	32,13	1,42	25,15	0,42	0,03	3,34
	C	8,79	31,45	1,38	29,19	0,40	0,02	2,42
COU-15	Bw	10,32	34,05	0,71	28,11	0,33	/	1,07
	Bk	10,44	31,06	0,64	32,90	0,30	0,02	0,98
	C	9,87	30,00	0,50	28,46	0,33	0,02	0,85
COU-16	Bw?	11,25	31,25	1,37	21,84	0,35	0,00	6,06
	Bk	10,38	33,09	1,48	23,76	0,35	0,02	2,74
	C	9,01	30,37	1,19	26,93	0,39	0,03	2,04
COU-17	Bw	9,14	31,82	1,15	26,72	0,39	0,02	3,05
	Bk	9,06	31,15	1,06	26,33	0,35	0,02	3,63
	C	9,24	27,50	0,60	21,45	0,28	0,02	1,88
COU-18	Bw	11,74	26,35	1,24	23,26	0,33	0,02	2,80
	Bk	8,67	28,07	1,33	31,58	0,29	0,03	2,86
	C	8,92	29,74	1,45	28,47	0,33	0,02	3,14
COU-19	Bw	8,89	31,31	0,92	25,91	0,36	0,02	1,96
	Bk	9,77	26,08	0,78	34,57	0,31	0,02	1,42
	C	8,70	28,90	0,91	28,55	0,31	0,03	1,98
COU-20	Bw	8,66	31,31	2,02	37,46	0,27	0,02	2,50
	Bk	8,72	28,69	1,47	32,98	0,32	0,03	2,46
	C	9,93	30,23	1,46	30,34	0,32	0,02	2,57

Paléosols Huete				Teneurs moyennes (%)							
ID paléosol	Horizon	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	P ₂ O ₅	K ₂ O	CaO	TiO ₂	MnO	Fe ₂ O ₃
HIG-01	Bw	0,10	5,44	9,18	58,18	0,05	2,45	6,15	0,56	0,02	3,62
	Bk	0,04	1,00	2,45	16,74	< L.D.	0,69	43,36	0,24	0,04	1,26
	C	0,05	1,45	4,28	33,22	< L.D.	1,26	31,42	0,29	0,03	1,44
CAN-01	Bw	0,09	8,13	9,82	29,57	< L.D.	1,99	25,91	0,41	0,03	3,22
	Bk	0,06	3,25	4,67	19,37	< L.D.	1,07	36,72	0,22	0,01	1,67
	C	0,11	2,22	7,03	37,39	< L.D.	1,75	16,96	0,36	0,02	2,22
CAN-02	Bw	/	/	9,96	45,07	/	2,14	20,15	0,35	0,05	2,64
	Bk	/	/	8,79	32,28	/	0,93	24,11	0,27	0,05	1,69
	C	/	/	7,86	22,42	/	0,55	36,07	0,11	0,04	0,52
CAN-03	Bw	0,16	2,01	14,44	61,78	0,05	3,24	2,13	0,75	0,02	5,74
	Bk	0,08	0,88	2,01	7,81	< L.D.	0,41	48,99	0,22	0,04	1,60
	C	0,03	0,64	2,57	9,06	< L.D.	0,49	47,66	0,12	0,04	1,02
PSJ-01	Bw	/	/	7,77	26,35	/	1,41	28,17	0,16	0,04	2,10
	Bk	/	/	8,23	30,99	/	1,80	26,12	0,19	0,05	2,51
	C	/	/	8,14	32,48	/	1,65	26,39	0,20	0,03	2,25
PSJ-02	Bw	0,12	6,38	10,08	28,44	0,05	2,02	20,54	0,40	0,02	3,56
	Bk	0,10	4,10	7,67	20,96	0,05	1,53	31,35	0,38	0,02	3,53
	C	0,05	1,90	4,64	13,55	< L.D.	0,94	40,93	0,18	0,03	1,70
PSJ-03	Bw	0,13	10,31	10,53	30,93	0,06	1,99	14,80	0,44	0,03	4,17
	Bk	0,10	6,91	7,38	22,56	0,05	1,40	29,14	0,38	0,04	3,37
	C	0,11	10,47	7,04	34,90	0,04	1,61	15,82	0,34	0,02	2,42
PSJ-04	Bw	0,13	9,46	6,57	27,77	0,04	1,34	22,33	0,35	0,03	2,62
	Bk	0,05	2,82	3,80	17,05	0,03	0,81	39,09	0,26	0,04	1,82
	C	0,06	2,83	5,29	23,78	< L.D.	1,11	32,66	0,29	0,04	2,13
PSJ-08	Bw	0,04	1,22	3,96	16,10	0,10	1,16	36,75	0,22	0,03	1,13
	Bk	0,02	1,43	2,83	16,10	0,06	0,80	42,22	0,16	0,03	0,92
	C	0,11	11,62	5,03	32,21	0,04	1,49	17,67	0,30	0,03	1,65

Sols NE Espagne		Teneurs moyennes (%)						
ID sol	Horizon	Al ₂ O ₃	SiO ₂	K ₂ O	CaO	TiO ₂	MnO	Fe ₂ O ₃
1	A	8,61	28,65	1,21	14,49	0,25	0,02	1,85
	Bw	7,70	33,93	1,82	24,74	0,37	0,03	2,78
	Bk	7,10	29,76	1,39	29,93	0,34	0,03	2,57
	C	7,81	34,20	2,24	26,98	0,38	0,03	2,95
2	A	7,38	44,43	1,30	7,96	0,33	0,10	2,71
	Bw	9,89	51,76	1,48	2,86	0,39	0,05	3,93
	Bk	8,34	51,44	1,59	13,63	0,45	0,07	3,54
	Bk/C	6,43	36,19	0,88	27,49	0,32	0,04	2,19
	C	5,56	34,20	0,67	30,23	0,25	0,04	2,34
3	A	10,07	52,03	2,35	3,67	0,44	0,07	4,45
	Bw	11,90	61,67	2,86	5,22	0,57	0,08	4,92
	Bk	9,64	45,11	2,12	3,07	0,52	0,08	5,64
	Bk/C	6,59	28,15	0,72	26,12	0,26	0,03	1,92
	C	6,55	38,26	1,04	27,19	0,33	0,05	2,43
4	A	10,93	54,48	2,02	14,53	0,55	0,05	4,26
	Bw	10,61	50,62	1,98	18,82	0,51	0,05	4,15
	Bk	8,37	43,20	1,57	28,15	0,45	0,03	3,31
	C	10,51	47,25	1,72	15,98	0,57	0,06	4,57
5	A	6,31	35,24	1,47	23,63	0,33	0,03	2,46
	Bw	7,37	45,52	1,85	19,40	0,45	0,04	2,83
	Bk	8,27	45,49	1,80	19,62	0,40	0,03	2,72
	Bk/C	6,70	35,80	1,49	22,71	0,43	0,03	2,56
	C	7,16	32,75	1,00	29,92	0,30	0,03	1,87
6	A	9,96	40,10	2,83	7,97	0,50	0,05	4,47 -
	Bk1	6,92	16,51	0,06	61,45	0,15	0,00	0,18 -
	Bk2	5,11	12,24	0,13	57,25	0,07	0,00	0,36
	Bt _k	6,04	36,37	1,74	25,78	0,43	0,13	3,65
	Bt	8,36	43,88	2,73	18,84	0,52	0,14	4,65
	Bk	5,77	34,57	1,53	32,50	0,37	0,05	2,55
	C	6,40	40,95	1,21	25,90	0,30	0,03	2,03
7	Ah1	4,86	28,36	0,79	27,58	0,35	0,09	3,06
	Ah2	4,73	20,52	0,45	36,47	0,23	0,04	1,94
	Bk	0,52	12,24	0,00	51,31	0,17	0,07	0,89
8	A	5,63	35,31	1,36	28,01	0,38	0,03	2,49
	Bk _n	4,84	31,82	0,81	37,01	0,33	0,02	1,40
	Bk	5,19	42,30	0,87	30,06	0,29	0,02	1,02
	C	4,63	44,89	0,98	37,18	0,34	0,02	1,23
9	Ah	5,70	37,24	1,52	37,52	0,39	0,04	2,35
	Bw	4,82	24,98	0,66	46,48	0,21	0,02	1,02 -
	By1	6,05	13,57	0,13	37,16	0,07	0,00	0,40 -
	By2	6,19	15,64	0,13	36,01	0,06	0,01	0,36
10	A	6,26	39,60	1,43	29,80	0,44	0,03	2,28
	Bk	6,30	37,77	1,18	33,21	0,39	0,03	1,89
	Bw	7,22	42,30	1,43	38,19	0,40	0,02	2,00
	C	4,39	38,89	1,15	43,51	0,34	0,03	1,66
11	Ah	12,27	51,80	2,74	11,43	0,49	0,05	4,27
	Bw	12,18	44,19	2,49	17,40	0,45	0,05	4,26
	Bk	4,39	28,40	0,85	46,56	0,20	0,02	1,43
	C	5,13	39,92	1,10	27,81	0,21	0,04	1,91
12	Ah	10,35	48,32	2,59	17,05	0,49	0,04	4,10
	Bk	4,65	27,81	1,06	44,14	0,22	0,03	1,93
	Ck	4,26	35,91	0,84	43,71	0,30	0,03	1,59
	C	5,35	42,29	1,05	39,05	0,34	0,03	1,79
13	A	12,72	50,40	2,95	11,93	0,56	0,06	5,20
	Bk	4,59	22,91	0,72	44,98	0,17	0,02	1,30
	C	4,47	26,86	0,59	43,37	0,13	0,02	0,83
14	Ap	11,15	52,25	2,60	16,46	0,46	0,05	3,59
	Bk	8,35	39,06	1,74	24,93	0,25	0,03	2,55
	C	11,37	56,37	2,02	22,81	0,18	0,02	1,71
15	A	11,56	50,96	2,89	16,49	0,54	0,06	4,49
	Bw	12,19	52,46	2,97	17,47	0,57	0,06	4,44
	Bk1	12,62	50,79	2,76	16,67	0,59	0,05	4,50
	Bk2	12,12	48,49	2,97	24,52	0,45	0,05	4,06
	C	8,57	44,54	1,74	20,29	0,31	0,03	2,38

ID sol	Horizon	Al ₂ O ₃	SiO ₂	K ₂ O	CaO	TiO ₂	MnO	Fe ₂ O ₃
16	A	10,92	51,74	2,01	21,44	0,49	0,04	3,48
	Bw	6,44	34,40	1,16	31,07	0,45	0,03	3,32
	Bk	4,56	36,02	0,99	34,65	0,31	0,02	2,67
	C	8,41	53,20	1,74	25,70	0,35	0,04	3,03
17	A	9,35	43,87	4,76	11,51	0,53	0,08	4,59
	Bw	11,07	32,32	5,24	12,03	0,49	0,09	5,73
	Ck1	11,08	48,01	3,54	20,30	0,34	0,06	3,72
	Ck2	9,36	57,57	3,27	20,62	0,35	0,07	3,60
18	A	9,54	48,28	2,04	20,68	0,36	0,04	3,08
	Bw	11,43	38,64	1,76	24,15	0,40	0,04	2,92
	Bk	10,48	42,38	2,22	21,17	0,47	0,04	3,84
	Bk1	13,24	54,36	2,57	13,38	0,51	0,04	3,95
	Bk2	10,47	56,42	2,50	17,24	0,47	0,04	3,31
	C	10,58	60,29	2,09	18,73	0,45	0,03	3,39
19	A	9,11	50,40	2,20	21,28	0,52	0,05	3,33
	Bw	8,29	44,90	1,69	21,54	0,52	0,05	3,18
	Bk1	8,18	43,99	1,78	21,71	0,49	0,04	3,31
	Bk2	7,05	42,11	1,15	24,58	0,42	0,04	2,94
	Ck	7,54	43,27	1,29	33,95	0,32	0,04	2,33
20	A	11,35	45,78	2,59	13,04	0,51	0,06	4,80
	Bw	8,58	38,29	1,91	21,47	0,40	0,05	4,11
	Bk1	7,33	39,85	1,46	23,97	0,40	0,04	3,27
	Bk2	6,72	47,77	1,07	26,64	0,40	0,04	2,54
	Ck	6,70	37,90	1,27	28,08	0,37	0,04	3,04
21	A	7,43	53,40	2,11	23,82	0,37	0,04	2,27
	Bw	7,16	52,43	1,83	22,22	0,46	0,04	2,52
	Bk	6,31	38,65	1,43	27,16	0,38	0,03	2,34
	Ck	5,94	38,59	1,60	26,87	0,34	0,04	2,57
	C	7,74	41,52	1,60	29,91	0,35	0,03	2,45
22	A	9,10	38,57	2,30	12,42	0,44	0,04	3,79
	Bw	8,56	35,61	2,54	11,11	0,44	0,04	4,96
	Bk1	7,37	32,82	1,97	16,06	0,42	0,04	3,96
	Bk2	8,89	34,23	2,00	14,97	0,39	0,03	3,81
	C	11,41	40,00	3,17	17,66	0,58	0,05	5,47
23	A	10,77	45,59	2,95	11,73	0,53	0,06	5,01
	Bk	9,91	42,69	3,16	11,44	0,51	0,05	5,27
	Bw	10,21	39,85	3,42	11,57	0,57	0,06	5,60
	Bk2	9,30	35,55	2,15	13,79	0,44	0,06	3,92
	C	10,04	52,94	2,87	13,80	0,55	0,06	4,23
24	A	7,92	39,89	1,88	20,98	0,46	0,06	2,80
	Bw	7,93	44,76	2,18	18,51	0,60	0,05	3,98
	Bk	5,79	26,82	0,98	36,26	0,31	0,03	1,67
	C	7,48	40,83	2,22	22,36	0,52	0,05	3,55
25	A	5,51	27,86	1,30	31,66	0,37	0,03	2,12
	Bk	5,34	22,59	0,69	44,60	0,21	0,02	0,60
	Bk1	4,98	18,07	0,17	44,93	0,17	0,01	0,45
	Bk2	4,43	23,72	0,39	33,77	0,24	0,02	1,11
	C	4,67	21,21	0,53	41,91	0,20	0,01	0,99
26	A/Bw	8,37	37,89	1,97	27,79	0,38	0,04	2,87
	Bk	5,96	23,31	0,81	32,92	0,26	0,02	1,75
	C	5,67	26,70	1,11	33,92	0,26	0,03	2,15
27	A/Bw	6,97	30,79	1,46	33,86	0,31	0,02	1,54
	Bk1	5,82	21,55	0,62	44,73	0,18	0,01	0,66
	Bk2	5,21	23,30	0,89	39,11	0,26	0,02	1,18
	C	7,31	32,24	1,86	22,26	0,41	0,04	3,19
28	A	7,45	45,54	1,60	27,79	0,43	0,03	2,43
	Bw	8,01	49,03	1,90	24,28	0,43	0,02	2,54
	Bk1	5,34	27,67	1,17	34,79	0,31	0,02	1,86
	Bk2	6,25	37,49	1,44	36,32	0,37	0,03	2,10
	C	5,88	38,93	1,71	25,52	0,45	0,05	2,88

< L.D. : teneur inférieure à la limite de détermination

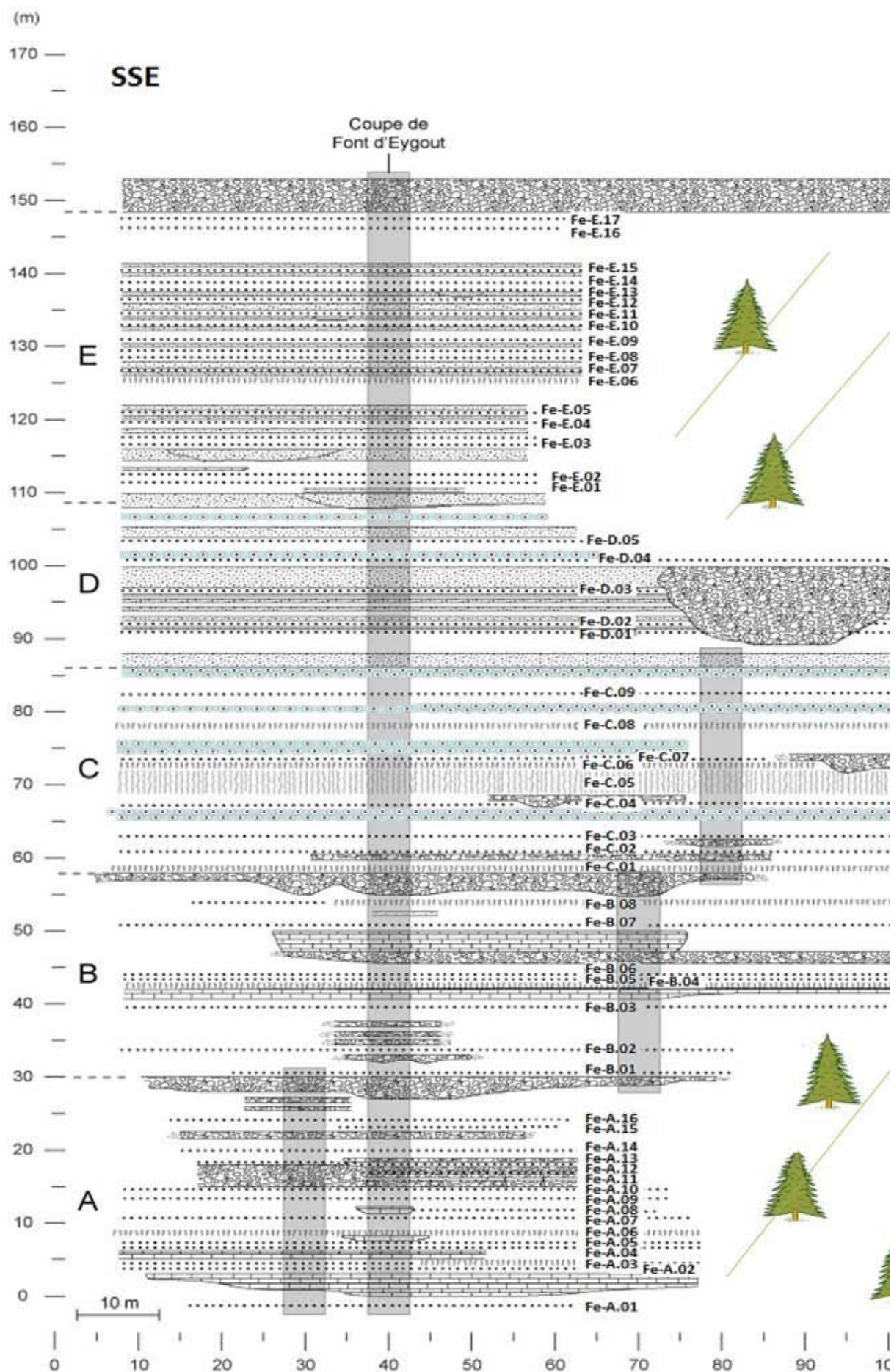
/ : non mesuré (du fait de la méthode ou de l'absence de l'élément)

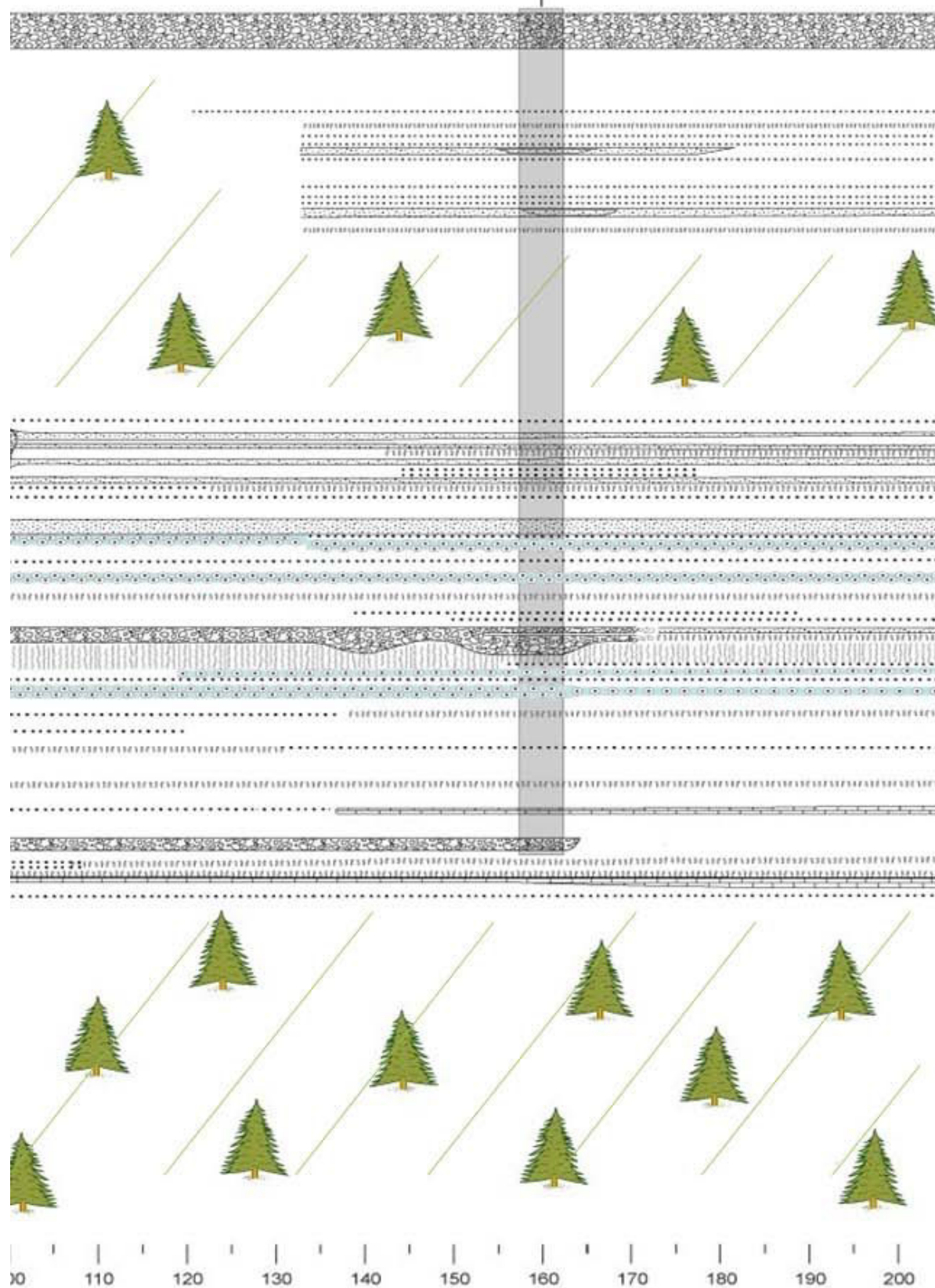
Incertitudes relatives maximales :

- Na₂O : 15 % - MgO : 10 % - Al₂O₃ : 10 % - SiO₂ : 4 % - P₂O₅ : 10 % - K₂O : 5 %
- CaO : 2 % - TiO₂ : 10 % - MnO : 30 % - Fe₂O₃ : 2 %

Annexe 7. Dessin des dépôts sédimentaires et paléosols associés de l’affleurement de la ravine de Font d’Eygout.

Légende:	
	Conglomerats
	Sables / Grés
	Calcaires
	Argiles
	Nodules pédogénétiques
	Rhizoconcrétions
	Oncolites

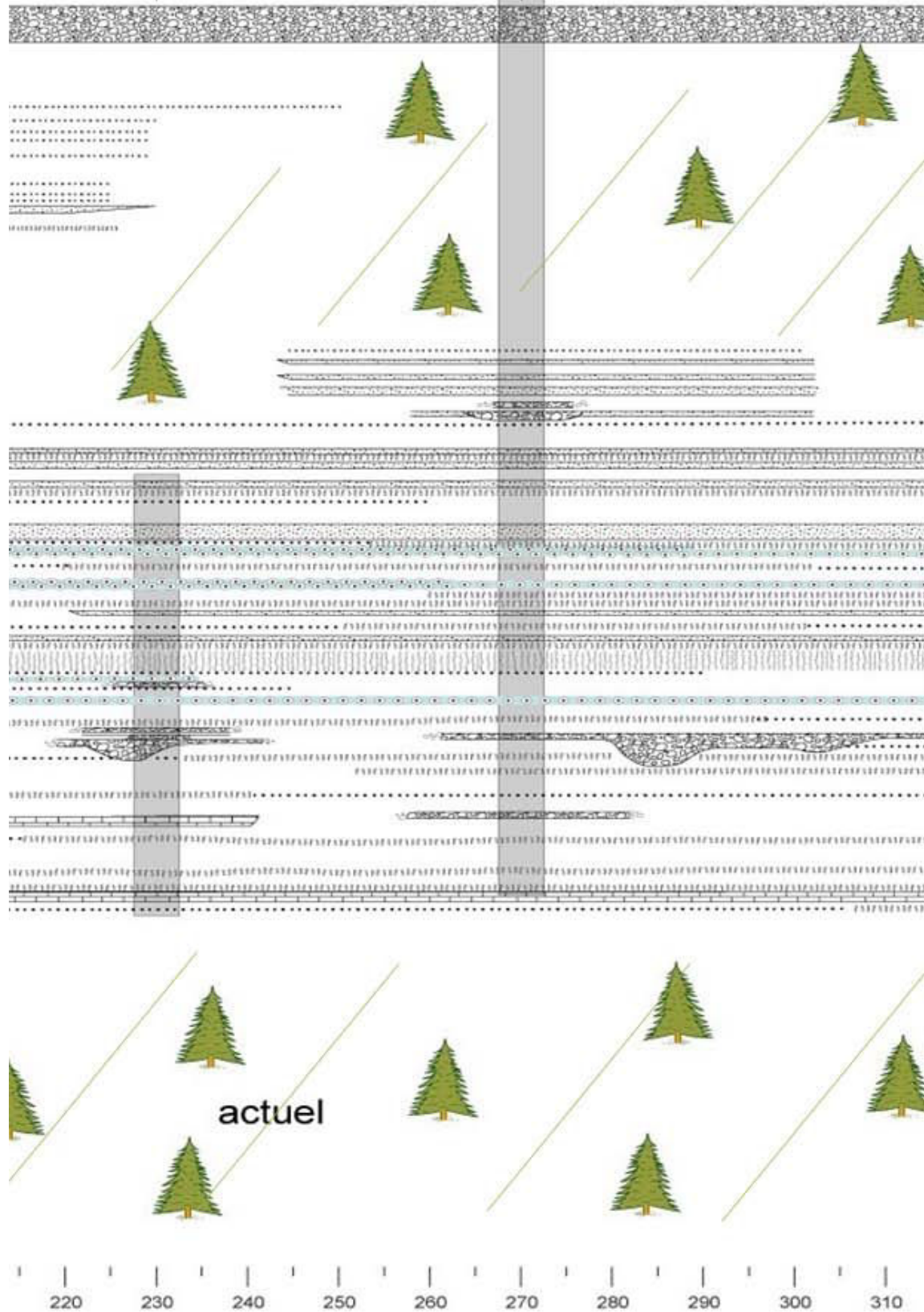


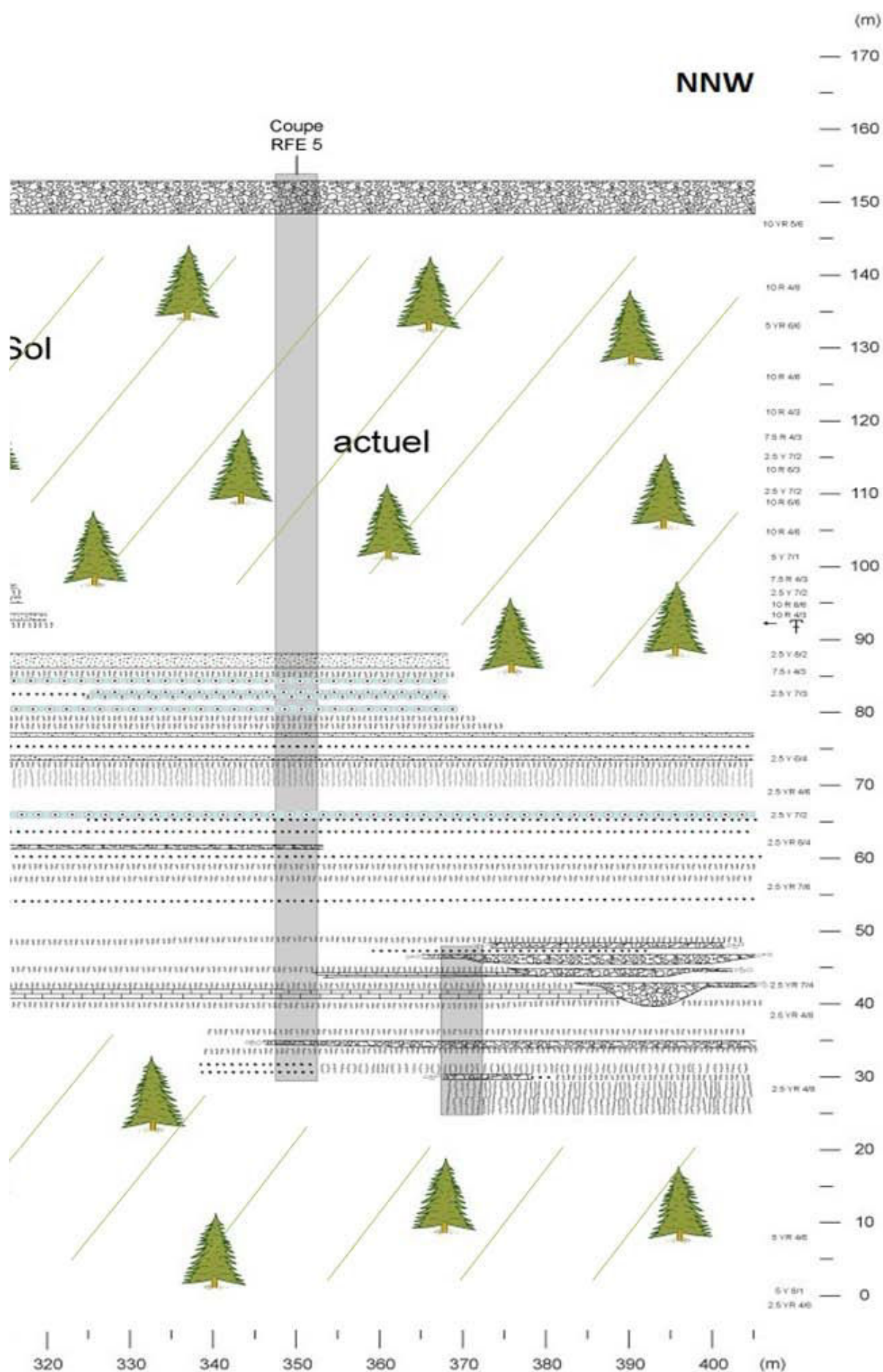


SSE

Coupe
RFE 3

Coupe
RFE 4





Annexe 8. Ages des paléosols de Font d'Eygout déterminés par corrélations chimiostratigraphiques entre la composition isotopique des nodules pédogénétiques et les sédiments marins.

D'après Bialkowski et al. (2006).

Les valeurs grisées ont été déterminées par extrapolation en l'absence de données analytiques.

ID PaléoSol	Age (Ma)	Z (m)
Fe-A.01	-23,356	0,3
Fe-A.02	-23,323	3,5
Fe-A.03	-23,303	4,6
Fe-A.04	-23,270	6,4
Fe-A.05	-23,254	7,8
Fe-A.06	-23,231	9
Fe-A.07	-23,204	11
Fe-A.08	-23,178	12
Fe-A.09 (1)	-23,167	13,7
Fe-A.09 (2)	-23,160	14
Fe-A.10	-23,152	15
Fe-A.11	-23,128	16
Fe-A.12	-23,119	17
Fe-A.13	-23,086	18
Fe-A.14	-23,046	20,5
Fe-A.15	-23,027	22,5
Fe-A.16	-22,991	24
Fe-B.01	-22,987	31,5
Fe-B.02	-22,938	34
Fe-B.03	-22,908	40
Fe-B.04	-22,891	42,2
Fe-B.05	-22,862	43,5
Fe-B.06	-22,832	44
Fe-B.07	-22,727	50,6
Fe-B.08	-22,705	54
Fe-C.01	-22,675	58,8
Fe-C.02	-22,645	60,5
Fe-C.03	-22,627	63
Fe-C.04	-22,577	68

ID PaléoSol	Age (Ma)	Z (m)
Fe-C.05 (1)	-22,527	70
Fe-C.05 (2)	-22,508	71
Fe-C.06	-22,490	73
Fe-C.07	-22,470	74
Fe-C.08	-22,403	78
Fe-C.09	-22,335	82,5
Fe-D.01	-22,175	91
Fe-D.02	-22,153	92
Fe-D.03	-22,048	96
Fe-D.04	-21,998	101
Fe-D.05	-21,781	103
Fe-E.01	-21,632	111
Fe-E.02	-21,567	113
Fe-E.03	-21,494	117
Fe-E.04	-21,47	121
Fe-E.05	-21,434	125,5
Fe-E.06	-21,386	127
Fe-E.07	-21,365	128
Fe-E.08	-21,187	129,5
Fe-E.09	-21,110	131
Fe-E.10	-20,941	134
Fe-E.11	-20,807	136
Fe-E.12	-20,591	137
Fe-E.13	-20,498	138
Fe-E.14	-20,465	139
Fe-E.15	-20,336	140,5
Fe-E.16	-20,273	145,0
Fe-E.17	-20,193	146,0

Annexe 9. Résultats des climofonctions basées sur la morphologie de l'horizon Bk (Retallack, 2005a) appliquées aux sols actuels du Nord-Est de l'Espagne.

ID Sol	Profondeur Bk (cm)	Epaisseur Bk (cm)	MAP (mm/an)	MAP+147	MAP-147	MARP (mm)	MARP+22	MARP-22
1	70	70	652	799	505	69	91	47
2	70	50	652	799	505	53	75	31
3	80	58	736	883	589	60	82	38
4	78	85	719	866	572	81	103	59
5	75	30	694	841	547	37	59	15
6	30	80	342	489	195	77	99	55
7	30	40	342	489	195	45	67	23
8	20	50	271	418	124	53	75	31
9		20				30	52	8
10	24	16	299	446	152	26	48	4
11	50	30	492	639	345	37	59	15
12	30	50	342	489	195	53	75	31
13	40	48	416	563	269	52	74	30
14	40	20	416	563	269	30	52	8
15	55	24	531	678	384	33	55	11
16	40	40	416	563	269	45	67	23
17								
18	40	40	416	563	269	45	67	23
19	65	38	611	758	464	44	66	22
20	50	50	492	639	345	53	75	31
21	35	24	379	526	232	33	55	11
22	46	34	461	608	314	41	63	19
23	62	26	587	734	440	34	56	12
24	40	70	416	563	269	69	91	47
25	55	26	531	678	384	34	56	12
26	60	40	571	718	424	45	67	23
27	80	60	736	883	589	61	83	39
28	50	90	492	639	345	85	107	63

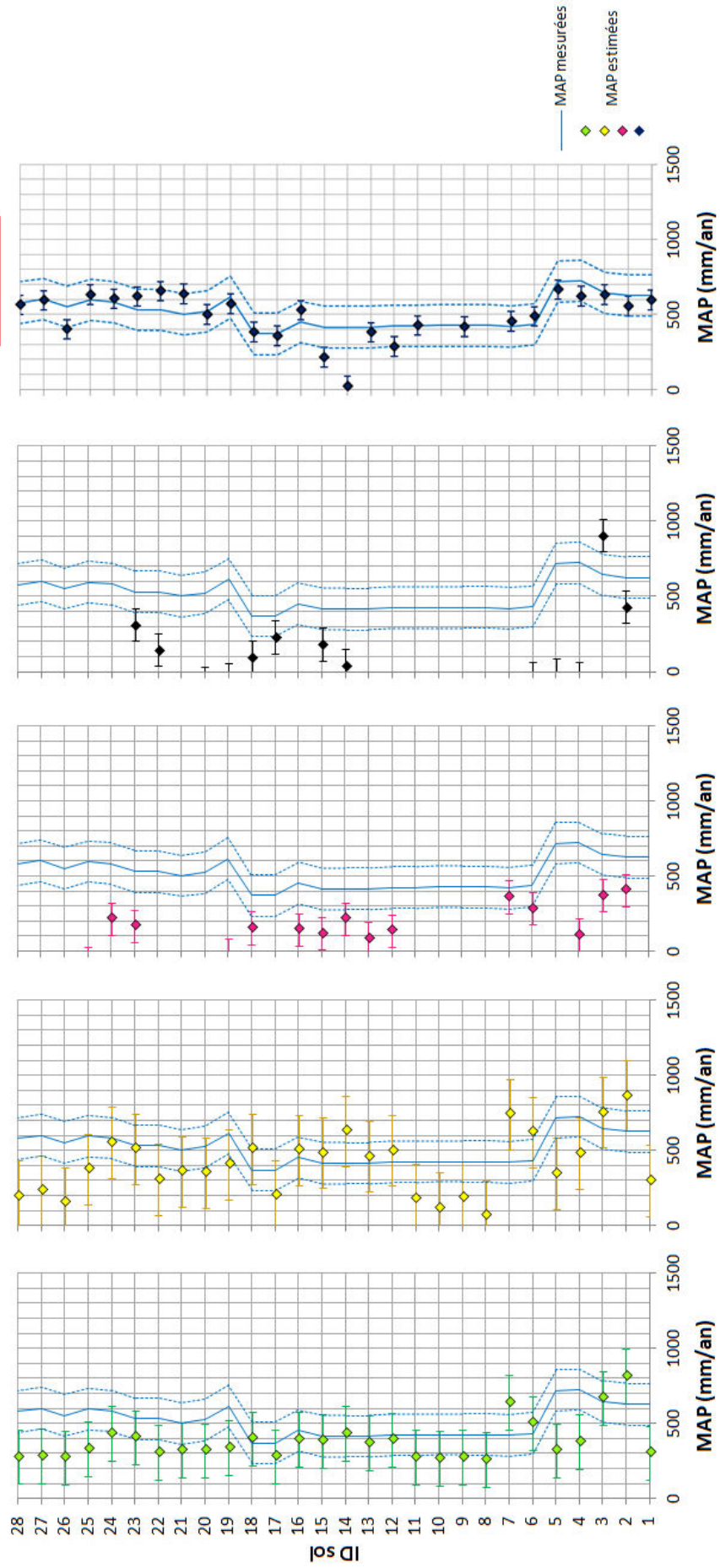
Profondeur et épaisseur des horizons Bk des sols calcaïques actuels d'Aragon et de Catalogne et estimations des MAP et MARP à partir des climofonctions proposées par Retallack (2005a).

Annexe 10. Application des climofonctions géochimiques proposées dans la littérature pour estimer les précipitations et températures annuelles moyennes aux horizons Bw des profils du Nord-Est de l'Espagne.

Les résultats des équations spécifiques aux Calcisols sont illustrés en parallèle.

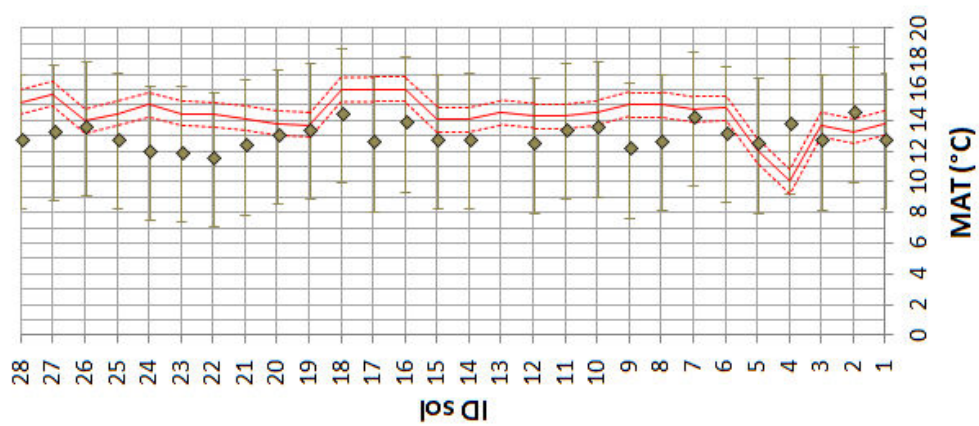
MAP Calcsols

Eq. [1] (Sheldon et al., 2002) Eq. [2] (Sheldon et al., 2002) Eq. [3] (Sheldon et al., 2002) Eq. [4] (Nordt & Driese, 2010)

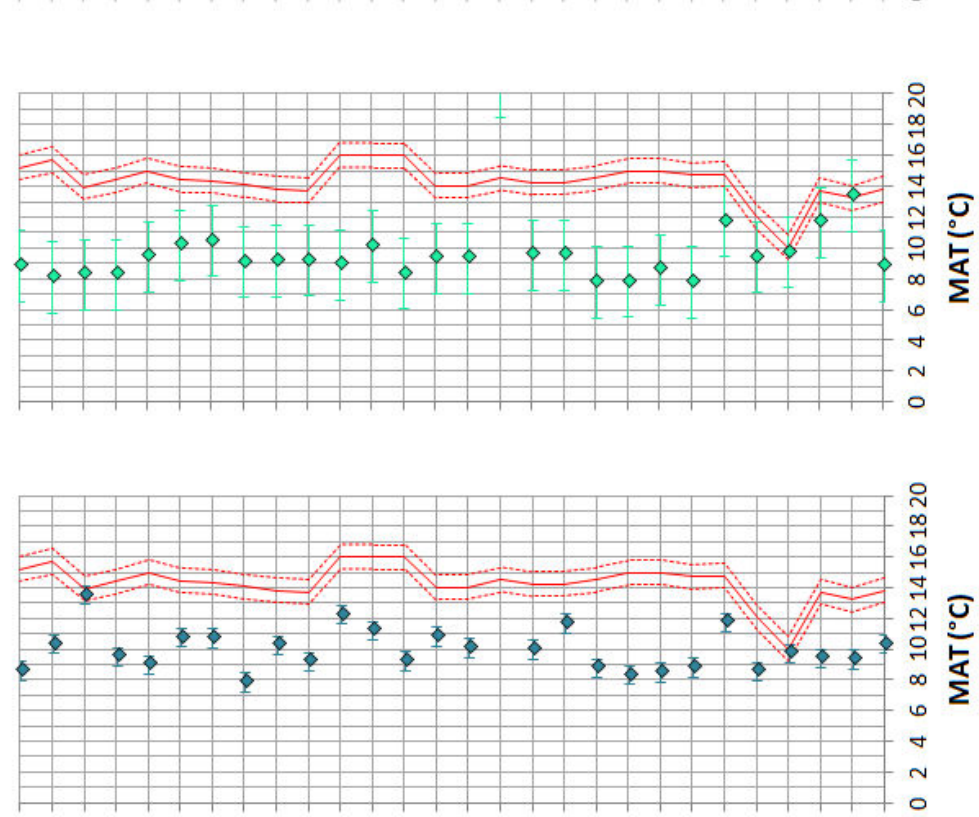


Températures annuelles moyennes

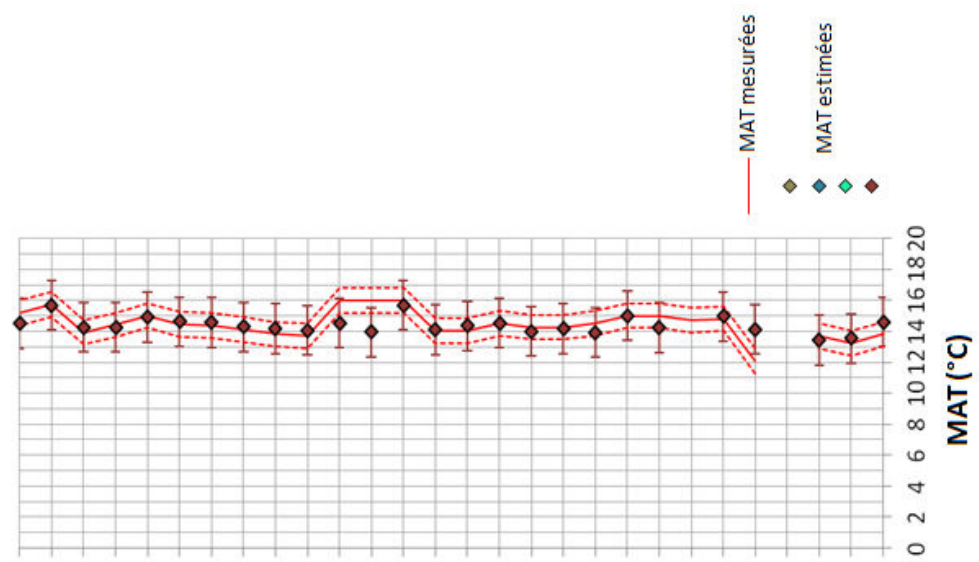
Eq. [5] (Sheldon et al., 2002)



Eq. [6] (Sheldon et al., 2002) Eq. [7] (Gallagher & Sheldon, 2013)



MAT Calcsols



L'application des climofonctions géochimiques proposées dans la littérature aux profils se développant actuellement dans le Nord-Est de l'Espagne révèle plusieurs points importants :

- **Estimation des MAP :**

Les valeurs obtenues par l'application de l'équation basée sur le CIA-K [1] sont généralement inférieures aux valeurs mesurées, en moyenne de 140 mm (25 %). Elles sont plus proches des MAP réelles mesurées pour les sols pauvres en CaO, comme le sol 3 qui représente à peine 3 % de l'horizon Bw, contre environ 20 % dans l'horizon C. Des sols dont le profil géochimique est peu différencié, comme le sol 15 qui présente des variations maximales de 1,3 % de CaO pour une teneur moyenne de 19 %, entre l'horizon C et les horizons superficiels, donnent également des résultats proches des valeurs réelles. A l'inverse, une forte teneur en CaO dans l'horizon Bw, comme les 25 à 34 % mesurés dans les sols 25 à 28, entraîne une **sous-estimation des estimations de MAP** à partir de l'équation [1] de Sheldon et collaborateurs (2002) du fait de la position en dénominateur du CaO.

Les MAP déterminées par l'équation [2], qui s'appuie sur le rapport négatif de la somme des teneurs des bases sur la teneur de l'aluminium, sont également directement influencée par la teneur en CaO de l'horizon de subsurface. Une **faible teneur en CaO**, à l'image des sols 2 et 3 (moins de 6 %) conduit à une **surestimation des MAP**. En revanche, les teneurs en CaO supérieures à 15 % de la plupart des sols contribuent à sous-estimer les MAP. La différence moyenne est de 114 mm ($\approx 20\%$).

L'application des équations spécifiques aux Mollisols [3] et aux Vertisols [4] à l'horizon de subsurface donnent des **résultats incohérents, toujours largement inférieurs, voire négatifs**.

- **Estimation des MAT :**

La fonction de Sheldon et collaborateurs (2002) basée sur le ratio de salinisation [5] donne également des valeurs inférieures aux températures annuelles moyennes mesurées, de 1,3 °C en moyenne, probablement du fait de la faible teneur en potassium de ces profils. Cependant, l'incertitude importante de la fonction ($\pm 4,4\text{ °C}$) englobe les MAT enregistrées.

L'application de l'équation [6] basée sur le ratio d'argilosité sous-estime encore davantage les valeurs de MAT, en moyenne de 4,4 °C, et la climofonction basée sur le PWI et spécifique aux sols forestiers [7] donnent des valeurs 4,7 °C en moyenne en-dessous des MAT mesurées. Pour cette dernière, les meilleurs résultats sont obtenus à partir des profils 2 à 6, pour lesquels l'horizon de subsurface présente relativement peu de CaO (moins de 20 %).

La teneur en CaO élevée de ces profils, y compris dans l'horizon Bw, influence donc fortement ces fonctions basées uniquement sur la composition géochimique de cet horizon.

Annexe 11. Proposition de corrélation entre les sections de Font d'Eygout et des Courtiers sur la base des caractéristiques des paléosols.

Selon les corrélations proposées par Bauer (2006) pour les sections de la série de Beynes-Châteauredon, la base de la section des Courtiers (sommet de la quatrième barre marine) se situe une trentaine de mètres au dessus de la troisième barre marine. Le sommet de celle-ci est corrélé avec le niveau à rongeurs (MN2a/b) situé à 92 mètres dans la section de Font d'Eygout. Il apparaît donc raisonnable de corrélér les premiers mètres de la section des Courtiers à l'intervalle compris entre 125 et 130 m dans la coupe de Font d'Eygout.

L'étude détaillée de l'affleurement de la ravine de Font d'Eygout nous montre que les paléosols présentent une extension latérale d'au moins plusieurs centaines de mètres, ce qui nous amène à envisager la possibilité d'une corrélation de ces deux sections sur la base des caractéristiques de ces profils paléopédologiques (présentées en annexe 1). Sont principalement considérées la différenciation physique du profil et l'épaisseur de l'horizon Bk. Les stades de maturité des accumulations de CaCO₃ et les couleurs ne sont pas considérés comme des critères déterminant, étant donné que la maturité d'une accumulation carbonatée peut être influencée par la composition du matériau parental qui varie dans ce type d'environnement, et que les couleurs sont liées aux conditions d'oxydoréduction pouvant être influencées par des conditions très locales.

Le premier paléosol des Courtiers (Cou-01) est ainsi relié au paléosol Fe-E.06. Le dernier paléosol identifié sur la section de Font d'Eygout (Fe-E.17) est quant à lui corrélé au paléosol Cou-12. Une position stratigraphique plus élevée que le sommet de la coupe de Font d'Eygout est donc attribuée aux profils suivants de la section des Courtiers. Le tableau suivant résume l'ensemble des corrélations. Elles permettent de donner des âges absolus aux 12 premiers paléosols des Courtiers. Les autres sont datés approximativement en considérant un intervalle de temps moyen de 100 Ka entre deux profils successifs, comme observé dans la partie terminale de la section de Font d'Eygout

A noter que ce travail reste préliminaire et que les corrélations devront être confirmées par les analyses isotopiques des nodules pédogénétiques des paléosols des Courtiers.

Dans le tableau suivant, les âges absolus sont déduits de corrélations chimiostratigraphiques avec le domaine marin (en noir, d'après Bialkowski et al., 2006), par extrapolation des valeurs précédentes et comparaison avec la position stratigraphique (en gris), et en appliquant un intervalle de temps moyen de 100 Ka pour les derniers paléosols (en rouge).

Paléosols des Courtiers	Paléosols de Font d'Eygout	Age (Ma)
Cou-01	Fe-E.06	21,386
Cou-02	Fe-E.08	21,187
Cou-03	Fe-E.09	21,110
Cou-04	/	21,015
Cou-05	Fe-E.10	20,941
Cou-06	Fe-E.11	20,807
Cou-07	Fe-E.12	20,591
Cou-08 (1)&(2)	Fe-E.13	20,498
Cou-09	Fe-E.14	20,465
Cou-10	Fe-E.15	20,336
Cou-11	Fe-E.16	20,273
Cou-12	Fe-E.17	20,173
Cou-13	/	20,073
Cou-14	/	19,973
Cou-15	/	19,873
Cou-16	/	19,773
Cou-17	/	19,673
Cou-18	/	19,573
Cou-19	/	19,473
Cou-20	/	19,373

Annexe 12. Résultats de l'application des climofonctions basées sur la morphologie de l'horizon Bk aux paléosols étudiés.

Font d'Eygout

ID PaléoSol	Age (Ma)	Z (m)	Profondeur Bk (cm)	MAP (mm/an)	max	min	Epaisseur Bk (cm)	MARP (mm)	max	min	Rq.
Fe-A.01	-23,356	0,3	65	611	758,4	464,42	45	49	71	27	
Fe-A.02	-23,323	3,5									Bc tronqué
Fe-A.03	-23,303	4,6					50	53	75	31	Bw érodé
Fe-A.04	-23,270	6,4					20	30	52	8	Profil polyphasé
Fe-A.05	-23,254	7,8					65	65	87	43	
Fe-A.06	-23,231	9	62	587	734	440	90	85	107	63	
Fe-A.07	-23,204	11					50	53	75	31	Bw érodé
Fe-A.08	-23,178	12					70	69	91	47	Profil polyphasé
Fe-A.09 (1)	-23,167	13,7	70	652	799	505	40	45	67	23	
Fe-A.09 (2)	-23,160	14									
Fe-A.10	-23,152	15									Bc tronqué par conglomérat
Fe-A.11	-23,139	16					20	30	52	8	Profil polyphasé
Fe-A.12	-23,119	17	40	416	563	269	13	24	46	2	
Fe-A.13	-23,086	18					34	41	63	19	Bw tronqué
Fe-A.14	-23,046	20,5	63	595	742	448	45	49	71	27	
Fe-A.15	-23,027	22,5	55	531	678	384	18	28	50	6	
Fe-A.16	-22,991	24					11	22	44	0	Profil polyphasé
Fe-B.01	-22,987	31,5					45	49	71	27	Bw tronqué par conglomérat
Fe-B.02	-22,930	34									Bc tronqué par conglomérat
Fe-B.03	-22,908	40	52	508	655	361	40	45	67	23	
Fe-B.04	-22,891	42,2					42	47	69	25	Profil polyphasé
Fe-B.05	-22,862	43,5					10	22	44	0	Profil polyphasé
Fe-B.06	-22,832	44	65	611	758	464	16	26	48	4	
Fe-B.07	-22,727	50,6	54	523	670	376	74	72	94	50	
Fe-B.08	-22,705	54					110	101	123	79	Bw tronqué par conglomérat
Fe-C.01	-22,678	58,8	64	603	750	456	19	29	51	7	
Fe-C.02	-22,645	60,5	66	620	767	473	20	30	52	8	
Fe-C.03	-22,627	63	62	587	734	440	48	52	74	30	
Fe-C.04	-22,577	68					40	45	67	23	Profil polyphasé
Fe-C.05 (1)	-22,527	70					74	72	94	50	
Fe-C.05 (2)	-22,500	71	60	571	718	424	60	61	83	39	
Fe-C.06	-22,49	73	56	539	686	392	66	66	88	44	
Fe-C.07	-22,470	74	80	736	883	589	50	53	75	31	
Fe-C.08	-22,403	78					65	65	87	43	Bw tronqué
Fe-C.09	-22,335	82,5	68	636	783	489	22	31	53	9	
Fe-D.01	-22,175	91					17	27	49	5	Profil polyphasé
Fe-D.02	-22,153	92					16	26	48	4	Bw tronqué par sable
Fe-D.03	-22,048	96					28	36	58	14	Bw tronqué par sable
Fe-D.04	-21,998	101					30	37	59	15	Bw tronqué par sable
Fe-D.05	-21,781	103					24	33	55	11	Bw tronqué par sable
Fe-E.01	-21,632	111	36	386	533	239	75	73	95	51	
Fe-E.02	-21,567	113					28	36	58	14	Bw tronqué par sable
Fe-E.03	-21,494	117	62	587	734	440	64	64	86	42	
Fe-E.04	-21,47	121	40	416	563	269	62	63	85	41	
Fe-E.05	-21,434	125,5					48	52	74	30	Bw tronqué par sable
Fe-E.06	-21,386	127					61	62	84	40	Bw tronqué par sable
Fe-E.07	-21,365	128					65	65	87	43	Bw tronqué par sable
Fe-E.08	-21,187	129,5					52	55	77	33	Bw tronqué par sable
Fe-E.09	-21,110	131	60	571	718	424	13	24	46	2	
Fe-E.10	-20,941	134					20	30	52	8	Bw tronqué par sable
Fe-E.11	-20,807	136					29	37	59	15	Bw tronqué par sable
Fe-E.12	-20,591	137	58	555	702	408	20	30	52	8	
Fe-E.13	-20,498	138					32	39	61	17	Profil polyphasé
Fe-E.14	-20,465	139	68	636	783	489	17	27	49	5	
Fe-E.15	-20,336	140,5					23	32	54	10	Bw tronqué par sable
Fe-E.16	-20,273	145,0					47	51	73	29	Profil polyphasé
Fe-E.17	-20,193	146,0	42	431	578	284	20	30	52	8	

Les Courtiers

ID PaléoSol	Age (Ma)	Z (m)	Profondeur Bk (cm)	MAP (mm/an)	max	min	Epaisseur Bk (cm)	MARP (mm)	max	min	Rq.
COU-01	Aquit. sup.-Burdi. inf.	4,5					50	53	75	31	Bw tronqué par sable
COU-02	Aquit. sup.-Burdi. inf.	6					40	45	67	23	Bw tronqué par sable
COU-03	Aquit. sup.-Burdi. inf.	8,1	55	531	678	384	12	23	45	1	Profil polyphasé
COU-04	Aquit. sup.-Burdi. inf.	9	65	611	758	464	175				
COU-05	Aquit. sup.-Burdi. inf.	12,6								-22	Bc tronqué par sable
COU-06	Aquit. sup.-Burdi. inf.	13,5					54	56	78	34	Bw tronqué par sable
COU-07	Aquit. sup.-Burdi. inf.	14,7					8	20	42	-2	Bw tronqué par sable
COU-08 (1)	Aquit. sup.-Burdi. inf.	15,3	30				10	22	44	0	Profil polyphasé
COU-08 (2)	Aquit. sup.-Burdi. inf.	15,7					5	18	40	-4	
COU-09	Aquit. sup.-Burdi. inf.	16,4					10	22	44	0	Bw tronqué par sable
COU-10	Aquit. sup.-Burdi. inf.	17,3					28	36	58	14	Bw tronqué par sable
COU-11	Aquit. sup.-Burdi. inf.	23	40	416	563	269	46	50	72	28	Bw tronqué par sable?
COU-12	Aquit. sup.-Burdi. inf.	25,5	40	416	563	269	12	23	45	1	
COU-13	Aquit. sup.-Burdi. inf.	25,7					8	20	42	-2	Bw tronqué par sable
COU-14	Aquit. sup.-Burdi. inf.	29					44	48	70	26	Bw tronqué par sable
COU-15	Aquit. sup.-Burdi. inf.	31,2					68	67	89	45	Bw tronqué par sable
COU-16	Aquit. sup.-Burdi. inf.	35					18	28	50	6	Bw tronqué par sable
COU-17	Aquit. sup.-Burdi. inf.	36,9					94	88	110	66	Bw tronqué par sable
COU-18	Aquit. sup.-Burdi. inf.	48					32	39	61	17	Bw tronqué par sable
COU-19	Aquit. sup.-Burdi. inf.	51	52	508	655	361	40	45	67	23	Bw tronqué par sable?
COU-20	Aquit. sup.-Burdi. inf.	53,3					26	34	56	12	Bw tronqué par sable

Huete

ID PaléoSol	Age (Ma)	Z (m)	Profondeur Bk (cm)	MAP (mm/an)	max	min	Epaisseur Bk (cm)	MARP (mm)	max	min	Rq.
HIG-01	Chattien sup.	6					40	45	67	23	Bw tronqué par sable
CAN-01	Chattien sup.	15					34	41	63	19	Bw tronqué par sable
CAN-02	Chattien sup.	70					25	33	55	11	Bw tronqué par sable
CAN-03	Aquitanién inf.	122					25	33	55	11	Profil polyphasé
PSJ-01	Chattien sup.	4					28	36	58	14	Bw tronqué?
PSJ-02	Chattien sup.	6	42	431	578	284	26	34	56	12	
PSJ-03	Chattien sup.	20	45	454	601	307	28	36	58	14	
PSJ-04	Chattien sup.	22,5					28	36	58	14	Profil polyphasé
PSJ-08	Aquitanién sup.	70					30	37	59	15	Bw tronqué par sable

Annexe 13. Etude de la reproductibilité des résultats des climofonctions spécifiques aux Calcisols en fonction de la variabilité latérale des matériaux parentaux.

Test de l'utilité du rapport entre l'horizon de subsurface (Bw ou Bk) et l'horizon C à partir de quelques paléosols de l'affleurement de Font d'Eygout.

La reproductibilité des estimations de précipitations et températures annuelles moyennes à partir des climofonctions spécifiques aux Calcisols a été testée pour plusieurs paléosols de l’affleurement de Font d’Eygout. Cette discussion est illustrée à partir des paléosols Fe-C.09, Fe-D.04 et Fe-D.05, analysés sur les coupes RFE, RFE 2 et RFE 4.

Sur ces trois paléosols, les teneurs des principaux éléments composant l’horizon C varient parfois latéralement de plus de 30 %, notamment le SiO_2 et le CaO du fait de la proximité des chenaux ou de transitions entre des matériaux parentaux alluviaux à palustres/lacustres. Il en résulte des différences notables dans la composition des horizons d’altération et d’accumulation du CaCO_3 .

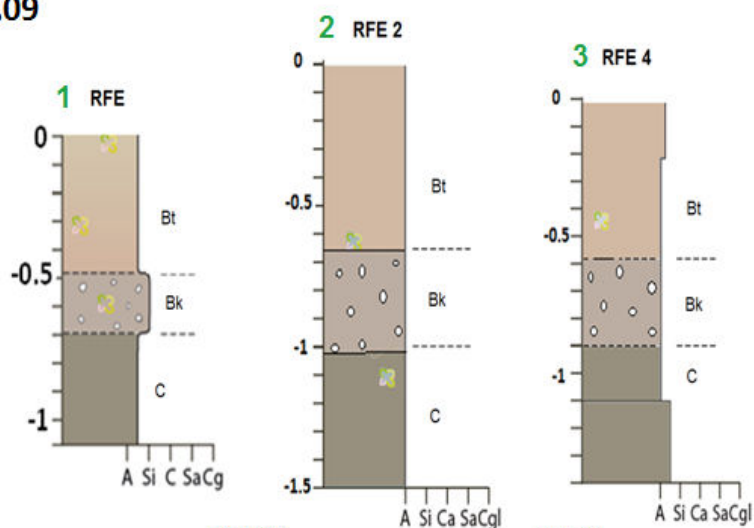
Sur les graphiques suivants, les lignes rouges et bleues horizontales représentent respectivement les MAT et MAP moyennes, et les encadrés plus clairs les intervalles d’incertitude.

Pour un même profil, les estimations de MAT (marqueurs rouges) par la climofonction spécifique aux Calcisols ne diffèrent jamais de plus de $0,7^\circ\text{C}$ **et les estimations de MAP** (marqueurs bleus) diffèrent au maximum de 107 mm/an, **l’incertitude des équations**, étant respectivement de $1,6^\circ\text{C}$ et 65 mm/an.

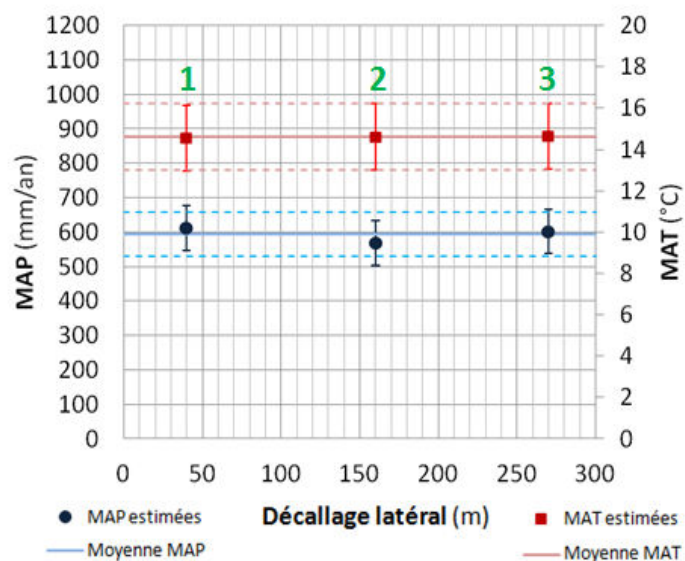
Par comparaison, l’application des formules de Sheldon et collaborateurs au paléosol Fe-C.09, basées uniquement sur la géochimie de l’horizon B, donne des MAP de 270 mm/an pour la coupe RFE, 310 pour RFE 2, et 282 mm/an pour RFE 4, ce qui apparaît cohérent, l’incertitude de la fonction étant de 181 mm, mais qui est largement sous nos estimations. Les MAT obtenues sont de 14, 15 et $15,9^\circ\text{C}$ pour les sections RFE, RFE 2 et RFE 4, ce qui reste dans l’incertitude de $4,4^\circ\text{C}$ de l’équation basée sur le ratio de salinisation de l’horizon B mais est beaucoup moins précis que les estimations réalisées à partir des nouvelles climofonctions.

Le bénéfice quant à l’utilisation de ratios comparant la composition de l’horizon de subsurface à celle de l’horizon C pour s’affranchir de l’hétérogénéité des matériaux parentaux est donc confirmé.

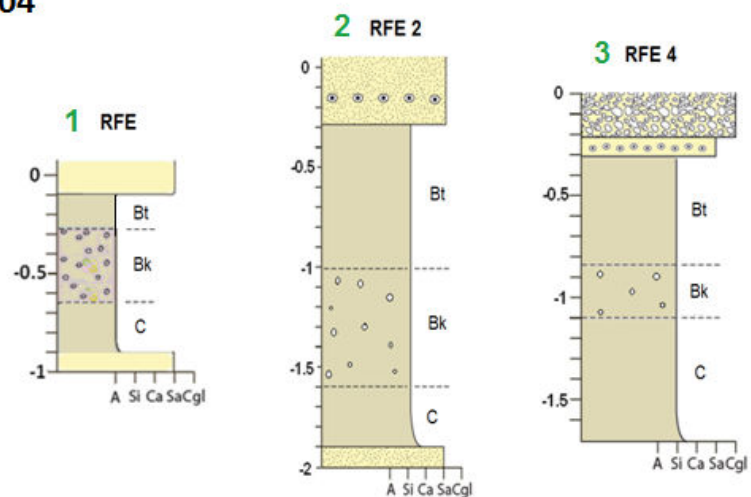
Paléosol Fe-C.09



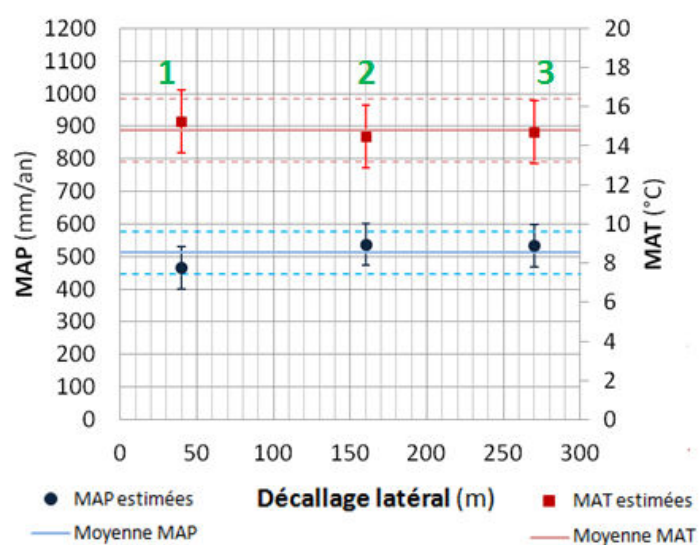
	Al2O3 (%)				SiO2 (%)				K2O (%)				CaO (%)		
	1	2	3		1	2	3		1	2	3		1	2	3
Bt	6,31	10,25	8,72	Bt	28,27	31,55	26,86	Bt	1,03	1,19	0,63	Bt	30,74	27,27	33,76
Bk	4,30	11,12	10,00	Bk	25,96	25,97	16,22	Bk	0,88	2,93	1,57	Bk	33,58	22,20	32,34
B moy	5,31	10,69	9,36	B moy	27,11	28,76	21,54	B moy	0,95	2,06	1,10	B moy	32,16	24,74	33,05
C	9,29	10,51	9,20	C	39,55	34,38	27,60	C	1,48	1,54	0,81	C	20,56	22,89	29,98



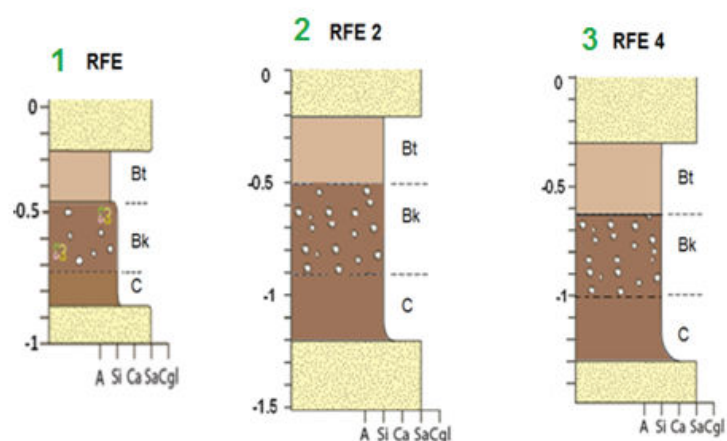
Paléosol Fe-D.04



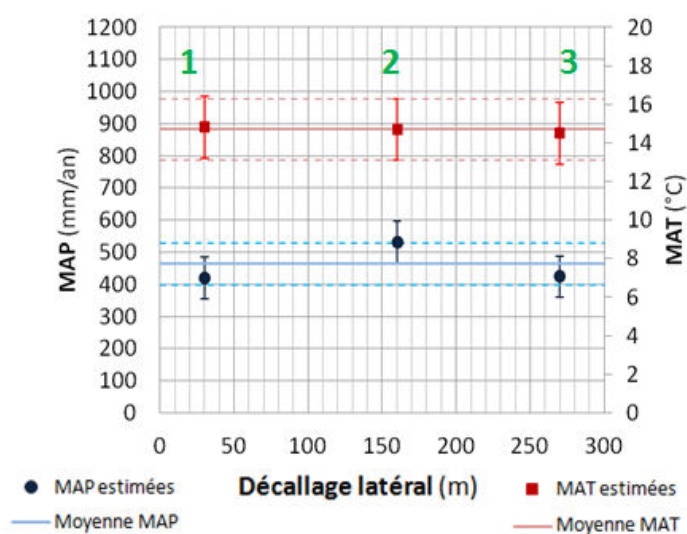
	Al2O3 (%)				SiO2 (%)				K2O (%)				CaO (%)		
	1	2	3		1	2	3		1	2	3		1	2	3
Bt	9,67	11,95	11,18	Bt	31,41	34,49	37,25	Bt	0,91	0,95	0,97	Bt	27,19	24,52	25,33
Bk	6,27	9,79	10,80	Bk	35,06	32,22	31,55	Bk	1,02	0,90	0,95	Bk	20,03	28,05	25,96
B moy	7,97	10,87	10,99	B moy	33,24	33,36	34,40	B moy	0,97	0,93	0,96	B moy	23,61	26,29	25,65
C	7,00	9,01	9,24	C	31,31	29,94	35,74	C	1,10	0,74	1,03	C	19,40	33,80	28,06



Paléosol Fe-D.05



Al ₂ O ₃ (%)				SiO ₂ (%)				K ₂ O (%)				CaO (%)			
	1	2	3		1	2	3		1	2	3		1	2	3
Bt	6,84	12,22	11,45	Bt	29,91	36,53	32,01	Bt	1,07	1,40	1,24	Bt	19,40	19,10	19,61
Bk	6,40	10,14	9,98	Bk	37,16	31,64	35,73	Bk	1,29	0,94	1,40	Bk	15,76	25,00	21,91
B moy	6,62	11,18	10,72	B moy	33,53	34,09	33,87	B moy	1,18	1,17	1,32	B moy	17,58	22,05	20,76
C	6,84	8,68	8,26	C	33,28	30,14	34,45	C	0,79	0,61	0,80	C	19,48	26,62	29,46



Annexe 14. Quantifications des précipitations (MAP) et températures (MAT) annuelles moyennes à partir des climofonctions géochimiques spécifiques aux Calcisols.

Les calculs sont effectués avec les teneurs en moles.

Font d'Eygout												
ID PaléoSol	Al2O3/SiO2 Bw	Al2O3/SiO2 C	Al2O3/SiO2 Bw/C	MAP	min	max	(K2O+CaO)/Al2O3 B	(K2O+CaO)/Al2O3 C	(K2O+CaO)/Al2O3 B/C	MAT	min	max
Fe-A.01	0,12	0,13	0,95	610	545	675	3,12	0,57	5,46	20,1	18,5	21,7
Fe-A.02												
Fe-A.03												
Fe-A.04	0,14	0,15	0,90	630	565	695	10,71	15,87	0,67	14,1	12,5	15,7
Fe-A.05	0,14	0,14	1,02	586	521	651	10,66	2,33	4,57	19,0	17,4	20,6
Fe-A.06	0,15	0,14	1,01	586	521	651	8,99	145,10	0,06	13,3	11,7	14,9
Fe-A.07												
Fe-A.08	0,13	0,14	0,92	622	557	687	10,54	5,32	1,98	15,7	14,1	17,3
Fe-A.09 (1)	0,11	0,13	0,85	650	585	715	23,81	6,95	3,43	17,6	16,0	19,2
Fe-A.09 (2)	0,11	0,11	0,98	600	535	665	19,03	12,10	1,57	15,2	13,6	16,8
Fe-A.10	0,13	0,11	1,13	543	478	608	11,23	10,54	1,07	14,6	13,0	16,2
Fe-A.11	0,13	0,11	1,25	505	440	570	25,29	18,53	1,36	15,0	13,4	16,6
Fe-A.12	0,12	0,12	1,07	567	502	632	14,14	17,59	0,80	14,3	12,7	15,9
Fe-A.13	0,12	0,12	0,99	596	531	661	33,92	29,43	1,15	14,7	13,1	16,3
Fe-A.14	0,14	0,14	1,02	585	520	650	16,29	15,96	1,02	14,5	12,9	16,1
Fe-A.15	0,14	0,12	1,17	530	465	595	16,71	12,09	1,38	15,0	13,4	16,6
Fe-A.16	0,12	0,11	1,07	564	499	629	32,62	14,74	2,21	16,0	14,4	17,6
Fe-B.01	0,13	0,12	1,08	561	496	626	18,85	9,52	1,98	15,7	14,1	17,3
Fe-B.02												
Fe-B.03	0,14	0,14	1,00	591	526	656	20,92	18,37	1,14	14,7	13,1	16,3
Fe-B.04	0,13	0,15	0,83	658	593	723	14,87	21,43	0,69	14,1	12,5	15,7
Fe-B.05	0,13	0,13	1,02	586	521	651	15,15	8,47	1,79	15,5	13,9	17,1
Fe-B.06	0,13	0,13	0,99	596	531	661	9,38	8,03	1,17	14,7	13,1	16,3
Fe-B.07	0,11	0,10	1,17	531	466	596	43,07	46,76	0,92	14,4	12,8	16,0
Fe-B.08	0,13	0,12	1,09	559	494	624	18,33	11,37	1,61	15,3	13,7	16,9
Fe-C.01	0,15	0,15	1,01	588	523	653	13,81	4,60	3,00	17,0	15,4	18,6
Fe-C.02	0,12	0,13	0,96	605	540	670	15,76	12,77	1,23	14,8	13,2	16,4
Fe-C.03	0,14	0,14	0,99	594	529	659	18,36	5,42	3,39	17,5	15,9	19,1
Fe-C.04	0,13	0,15	0,89	634	569	699	11,74	7,95	1,48	15,1	13,5	16,7
Fe-C.05 (1)	0,14	0,13	1,02	583	518	648	15,06	5,40	2,79	16,8	15,2	18,4
Fe-C.05 (2)	0,13	0,14	0,95	611	546	676	16,95	7,89	2,15	16,0	14,4	17,6
Fe-C.06	0,14	0,13	1,10	555	490	620	15,48	12,11	1,28	14,9	13,3	16,5
Fe-C.07	0,10	0,14	0,75	694	629	759	14,54	3,31	4,40	18,8	17,2	20,4
Fe-C.08	0,09	0,10	0,91	626	561	691	20,69	9,28	2,23	16,1	14,5	17,7
Fe-C.09	0,13	0,14	0,95	611	546	676	15,53	4,19	3,70	17,9	16,3	19,5
Fe-D.01	0,24	0,24	1,00	592	527	657	6,13	4,65	1,32	14,9	13,3	16,5
Fe-D.02	0,22	0,20	1,12	549	484	614	8,83	4,74	1,86	15,6	14,0	17,2
Fe-D.03	0,13	0,14	0,93	617	552	682	13,32	5,84	2,28	16,1	14,5	17,7
Fe-D.04	0,14	0,13	1,08	561	496	626	11,19	4,81	2,33	16,2	14,6	17,8
Fe-D.05	0,13	0,12	1,11	551	486	616	7,49	5,30	1,41	15,0	13,4	16,6
Fe-E.01	0,10	0,05	1,96	320	255	385	18,66	15,82	1,18	14,7	13,1	16,3
Fe-E.02	0,09	0,10	0,92	623	558	688	12,30	8,55	1,44	15,1	13,5	16,7
Fe-E.03	0,10	0,10	0,99	594	529	659	18,31	8,65	2,12	15,9	14,3	17,5
Fe-E.04	0,10	0,04	2,34	251	186	316	10,71	24,06	0,44	13,8	12,2	15,4
Fe-E.05	0,16	0,16	0,99	597	532	662	7,52	4,62	1,63	15,3	13,7	16,9
Fe-E.06	0,19	0,14	1,38	465	400	530	6,68	8,61	0,78	14,2	12,6	15,8
Fe-E.07	0,09	0,05	1,69	382	317	447	19,79	21,77	0,91	14,4	12,8	16,0
Fe-E.08	0,10	0,07	1,52	425	360	490	16,41	25,80	0,64	14,1	12,5	15,7
Fe-E.09	0,13	0,15	0,89	635	570	700	8,93	7,21	1,24	14,8	13,2	16,4
Fe-E.10	0,08	0,06	1,17	530	465	595	11,21	9,32	1,20	14,8	13,2	16,4
Fe-E.11	0,12	0,10	1,17	529	464	594	8,63	17,98	0,48	13,9	12,3	15,5
Fe-E.12	0,15	0,18	0,86	647	582	712	3,53	1,22	2,88	16,9	15,3	18,5
Fe-E.13	0,12	0,16	0,73	705	640	770	5,93	4,88	1,21	14,8	13,2	16,4
Fe-E.14	0,10	0,11	0,87	642	577	707	11,48	4,20	2,73	16,7	15,1	18,3
Fe-E.15	0,08	0,05	1,63	397	332	462	16,36	12,07	1,36	15,0	13,4	16,6
Fe-E.16	0,16	0,18	0,86	646	581	711	7,04	4,61	1,53	15,2	13,6	16,8
Fe-E.17	0,23	0,16	1,46	441	376	506	6,73	4,34	1,55	15,2	13,6	16,8

Les Courtiers												
ID PaléoSol	Al2O3/SiO2Bw	Al2O3/SiO2 C	Al2O3/SiO2Bw/C	MAP	min	max	(K2O+CaO)/Al2O3 B	CaO+CaO)/Al2O3 C	(K2O+CaO)/Al2O3 B/C	MAT	min	max
COU-01	0,12	0,13	0,93	621	556	686	5,76	5,18	1,11	14,7	13,1	16,3
COU-02	0,10	0,13	0,79	677	612	742	12,07	11,35	1,06	14,6	13,0	16,2
COU-03	0,12	0,15	0,79	676	611	741	11,26	8,66	1,30	14,9	13,3	16,5
COU-04	0,11	0,12	0,96	608	543	673	11,33	6,05	1,87	15,6	14,0	17,2
COU-05												
COU-06	0,16	0,12	1,33	481	416	546	11,00	6,21	1,77	15,5	13,9	17,1
COU-07	0,11	0,15	0,71	715	650	780	3,57	10,53	0,34	13,7	12,1	15,3
COU-08 (1)	0,18	0,11	1,68	383	318	448	11,38	2,09	5,43	20,1	18,5	21,7
COU-08 (2)	0,13	0,18	0,71	713	648	778	12,74	7,32	1,74	15,4	13,8	17,0
COU-09	0,12	4,62	0,02		-65	65	12,00	6,47	1,85	15,6	14,0	17,2
COU-10	0,12	0,17	0,70	718	653	783	11,79	6,97	1,69	15,4	13,8	17,0
COU-11	0,21	0,16	1,26	500	435	565	5,86	6,44	0,91	14,4	12,8	16,0
COU-12	0,28	0,19	1,49	433	368	498	11,49	8,51	1,35	15,0	13,4	16,6
COU-13												
COU-14	0,17	0,16	1,02	585	520	650	6,86	6,21	1,10	14,6	13,0	16,2
COU-15	0,18	0,19	0,92	623	558	688	8,08	5,30	1,53	15,2	13,6	16,8
COU-16	0,21	0,18	1,21	519	454	584	5,82	8,59	0,68	14,1	12,5	15,7
COU-17	0,17	0,20	0,85	650	585	715	8,11	4,29	1,89	15,6	14,0	17,2
COU-18	0,26	0,18	1,49	434	369	499	7,49	5,98	1,25	14,8	13,2	16,4
COU-19	0,17	0,18	0,94	613	548	678	8,94	6,08	1,47	15,1	13,5	16,7
COU-20	0,16	0,19	0,84	655	590	720	11,33	5,71	1,98	15,7	14,1	17,3
Huete												
ID PaléoSol	Al2O3/SiO2Bw	Al2O3/SiO2 C	Al2O3/SiO2Bw/C	MAP	min	max	(K2O+CaO)/Al2O3 B	CaO+CaO)/Al2O3 C	(K2O+CaO)/Al2O3 B/C	MAT	min	max
HIG-01	0,09	0,08	1,22	513	448	578	11,96	13,67	0,87	14,4	12,8	16,0
CAN-01	0,20	0,11	1,76	365	300	430	12,04	4,59	2,62	16,6	15,0	18,2
CAN-02	0,13	0,21	0,63	750	685	815	6,67	8,41	0,79	14,3	12,7	15,9
CAN-03	0,14	0,17	0,82	662	597	727	8,76	33,92	0,26	13,6	12,0	15,2
PSJ-01	0,17	0,15	1,16	534	469	599	9,53	5,80	1,64	15,3	13,7	16,9
PSJ-02	0,21	0,20	1,04	578	513	643	8,25	16,26	0,51	13,9	12,3	15,5
PSJ-03	0,20	0,12	1,69	382	317	447	6,96	4,33	1,61	15,3	13,7	16,9
PSJ-04	0,14	0,13	1,06	569	504	634	16,37	11,44	1,43	15,1	13,5	16,7
PSJ-08	0,10	0,09	1,08	562	497	627	32,00	6,71	4,77	19,2	17,6	20,8

Apport de l'étude des paléosols carbonatés et des climofonctions spécifiques aux reconstitutions paléoenvironnementales et paléoclimatiques. Application aux séries alluviales oligo-miocènes d'Europe occidentale.

RESUME : A travers l'étude des Calcisols alluviaux des bassins de Digne-Valensole (SE France) et de Loranca (Espagne centrale), l'objectif de cette thèse est de développer des approches spécifiques à ce type de profils paléopédologiques, et de proposer de nouvelles données paléoenvironnementales et paléoclimatiques pour l'Europe occidentale.

Ces paléosols ont été investigués par des méthodes pédologiques, sédimentologiques, minéralogiques et géochimiques, qui mettent en avant la lixiviation et la fersiallisation comme des processus majeurs dans leur formation, ainsi qu'une influence non négligeable des variations latérales des matériaux parentaux sur leurs caractéristiques. L'étude couplée des paléosols et des dépôts sédimentaires associés permet également d'intégrer les dépôts dans un modèle de stratigraphie séquentielle à haute résolution, et ouvre une discussion sur les biais d'estimation du taux d'aggradation à partir des séries alluviales.

De nouvelles climofonctions basées sur les teneurs et distributions des éléments majeurs au sein de ces profils sont proposées à partir de l'analyse d'analogues actuels du Nord-Est de l'Espagne. Celles-ci prennent en compte l'hétérogénéité des dépôts soumis à l'altération, en comparant la composition des horizons de subsurface à celle de la partie superficielle du matériau parental. Elles apparaissent complémentaires des climofonctions précédemment développées pour estimer les précipitations et leur saisonnalité à partir de la morphologie de l'horizon d'accumulation du carbonate de calcium, en apportant la possibilité d'estimer les températures et les précipitations annuelles moyennes, y compris à partir de paléosols tronqués par l'érosion, fréquents dans ces séries.

Leur application aux paléosols étudiés permet de mettre en évidence un climat relativement chaud à fort contraste saisonnier en termes de précipitations, similaire au climat méditerranéen actuel. Ces données remettent en cause la vision soutenue par les études paléontologiques d'un climat humide à cette période et pose la question de l'enregistrement du signal climatique selon l'objet considéré. En effet, si la préservation des fossiles est généralement liée à des conditions humides, les sols se développent sur l'ensemble des parties émergées et enregistrent des conditions et périodes plus sèches, ce qui justifie la nécessité de prendre davantage en compte les paléosols dans ces reconstitutions.

Mots clés : Calcisols, Paléosols, Paléoclimat, Paléoenvironnement, Climofonctions, Oligo-Miocène, Europe occidentale

Input of the study of carbonate-rich paleosols and specific climofunctions to paleoenvironmental and paleoclimatic reconstructions. Application to the oligo-miocene alluvial successions of Western Europe.

ABSTRACT : Through the study of alluvial Calcisols from the Digne-Valensole (SE France) and the Loranca (central Spain) basins, the aim of this thesis is to develop specific methods and to propose new paleoenvironmental and paleoclimatic data for Western Europe.

These paleosols were investigated by pedological, sedimentological, mineralogical and geochemical methods. These highlight leaching and fersiallisation as major processes in the formation of these profiles, and the influence of the lateral variations of parent materials on paleosols features. Moreover, the cross study of paleosols and sedimentary deposits allows their integration in a high resolution sequence stratigraphy model, and opens a discussion about the estimation of aggradation rate from alluvial successions.

New climofunctions based on major element contents and distributions through these profiles are also proposed from the study of modern analogs from NE Spain. These functions include a ratio between the subsurface horizon and the upper part of parent material to avoid bias due to the strong heterogeneity of the altered deposits. These are complementary to previous methods developed from the morphological study of calcium carbonate accumulation horizon, which permit to estimate mean annual precipitations and their seasonality, bringing the possibility to quantify mean annual temperatures and precipitations even with truncated profiles, frequent in such successions.

Their application to the studied paleosols reveals a relatively hot climate with a strong seasonal contrast in terms of precipitations, similar to the modern Mediterranean climate. These data improve our knowledge of this period that paleontological studies qualify as more humid, and raise the question about the recording of climatic signal according to the considered object. Indeed, if the preservation of fossils is usually linked to humid conditions, soils form over the emerged parts of environment and record drier conditions, which justify the need to enhance the use of paleopedological studies in such reconstructions.

Keywords : Calcisols, Paleosols, Paleoclimate, Paleoenvironment, Climofunctions, Oligo-Miocene, Western Europe

